

Abb. 21: Strukturgeologische Gliederung des Arbeitsgebiets.

## 5. Geologie und Beckenentwicklung

### 5.1. Strukturgeologischer Überblick

Das Arbeitsgebiet lässt sich strukturgeologisch in fünf Hauptschollen gliedern (Abb. 21). Im Westen bildet der Sprendlinger Horst (1) die westliche Grabenschulter. Im Norden schließt sich der Frankfurter Horst (2) an, der gegenüber dem Sprendlinger Horst abgesenkt ist, sich seit dem Neogen aber als Schwelle zwischen der Hanau-Seligenstädter Senke und dem Oberrheingraben entwickelt. Zwei keilförmige Schollen innerhalb des Frankfurter Horsts, der Bad Vilbel-Kaiserlei-Horst mit seiner am stärksten gehobenen Teilscholle, dem Bad Vilbeler Horst, und der Oberdorfelden-Hochstadt-Horst, sind relativ angehoben (Abb. 21). Die Hanau-

Seligenstädter Senke (3), deren südliches Ende, das Dieburger Becken, keine eigenständige strukturgeologische Einheit ist, verjüngt sich nach Norden keilförmig. Zusammen mit dem Frankfurter Horst bildet sie das oligozäne bis miozäne Hanauer Becken. Relative Hebungsgebiete innerhalb der Hanau-Seligenstädter Senke sind der Klein-Welzheimer Horst und der Hainchen-Horst. Im Südosten schließt sich die Stockstadt/Groß-Umstädter Scholle (4) an, die nach Süden in den Odenwald übergeht. Sie ist mit nach Norden zunehmenden Versatzbeträgen gegenüber dem Spessart (5) abgesenkt, der sich in der Ronneburger Grabenschulter fortsetzt und schließlich mit dem Frankfurter Horst vereinigt.

## **5.2. Die Prä-Rift-Oberfläche**

Die präpaläogenen Gesteine im Untergrund der Hanau-Seligenstädter Senke (siehe Abb. 22) umfassen das variszische Grundgebirge der Mitteldeutschen Kristallinzone und die diskordant auflagernde Schichtenfolge vom Oberen Rotliegend bis zum Buntsandstein. Unter der Basis der oligozänen bis miozänen Synrift-Sedimente sind jüngere Gesteine erhalten als auf den benachbarten Grabenschultern. So steht bei Klein-Welzheim und Mainflingen im Untergrund vermutlich Buntsandstein an (AID 16763, 20563, 20564, 20566; alle von Schottler, 1922), während im Kristallinen Vorspessart die Buntsandsteinbasis bei ca. 400 m ü. NN noch nicht erreicht ist. Im östlichen Dieburger Becken ist sogar Oberer Buntsandstein nachgewiesen (AID 21027, Dersch-Hansmann & Hug, 2004). Im Norden und Westen bilden permische Gesteine die Unterlage der Synrift-Sedimente. Das variszische Grundgebirge wurde nur in einer Bohrung bei Rodgau-Jügesheim (AID 16034) nachgewiesen. Einzelne Bohrungen trafen paläogene Vulkanite (AID 16896, 20856) oder kleinräumige Eozänvorkommen (AID 17102) an.

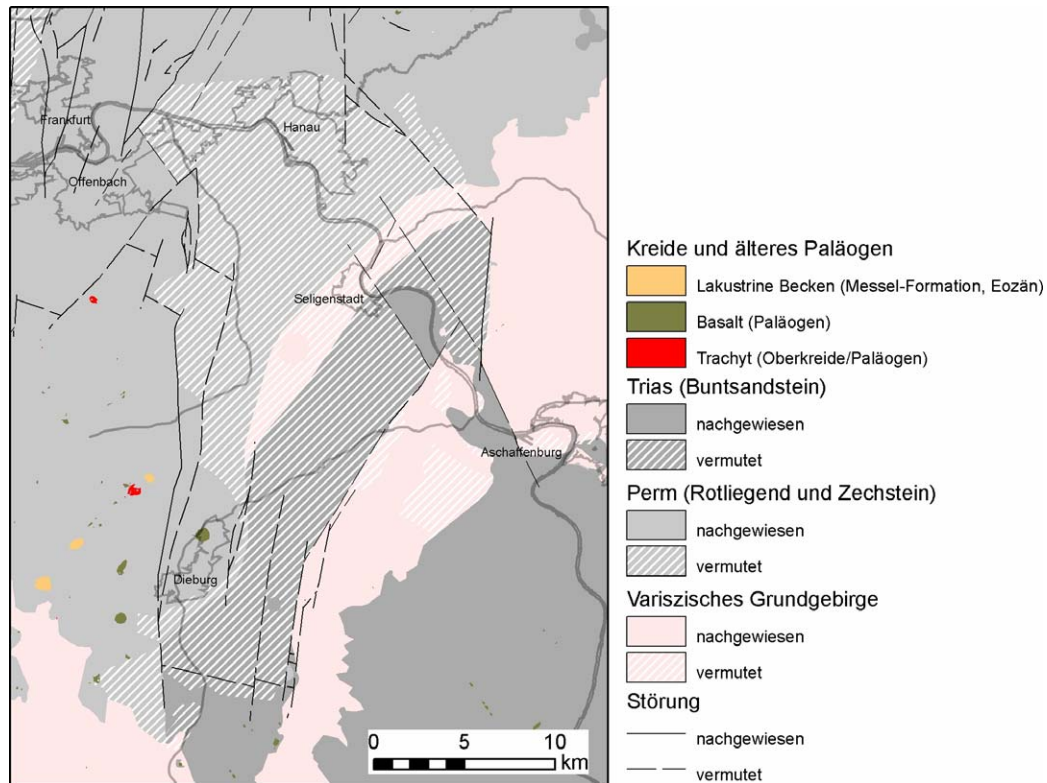


Abb. 22: Abgedeckte geologische Karte der Hanau-Seligenstädter Senke. Abgedeckt wurden die Synrift-Sedimente (Neogen und Oligozän). Ausführliche Karte mit Datengrundlage siehe Anhang E1.

### 5.3. Oligozän und Miozän

Die ältesten im Becken abgelagerten Sedimente werden ins Oligozän eingestuft (Kümmerle & Seidenschwann, 1993:20). Wie im Mainzer Becken (Grimm & Grimm, 2003) sind jedoch auch im Hanauer Becken Sedimente eozäner Alter nicht auszuschließen. Oligozäne und miozäne Sedimente (Stratigraphische Tabelle siehe Abb. 3) sind in der Hanau-Seligenstädter Senke und auf dem Frankfurter Horst flächenhaft verbreitet. Die östliche Verbreitungsgrenze bildet im Norden die Spessarttrandverwerfung, im Süden die Randverwerfung der Stockstadt/Groß-Umstädter Scholle (siehe Abb. 23). Im Norden bilden die Ablagerungen ein geschlossenes Vorkommen mit denen des Hessischen Senkungsgebiets, des nördlichen Oberrheingrabens und des Mainzer Beckens.

Die Basis der Sedimente fällt von Westen nach Osten ein und erreicht ihre größte Tiefe mit etwa 160 m unter NN bei Alzenau in Unterfranken (Schnitt CC' Anhang D3, Anhang E2). Nach Norden und Süden steigt sie an. Auf dem Frankfurter Horst variiert die Höhe der Basis zwischen 0 und mindestens 150 m ü. NN mit einem ausgeprägten, kleinräumigen Erosions-Relief, z.B. im Gebiet des Bad Vilbeler Horsts (Schnitt AA' Anhang D1), sowie tektonischen

Versätzen. Die maximale Mächtigkeit oligozäner und miozäner Sedimente beträgt in der Hanau-Seligenstädter Senke mindestens 280 m (Schnitt CC' Anhang D3; Tab. 3).

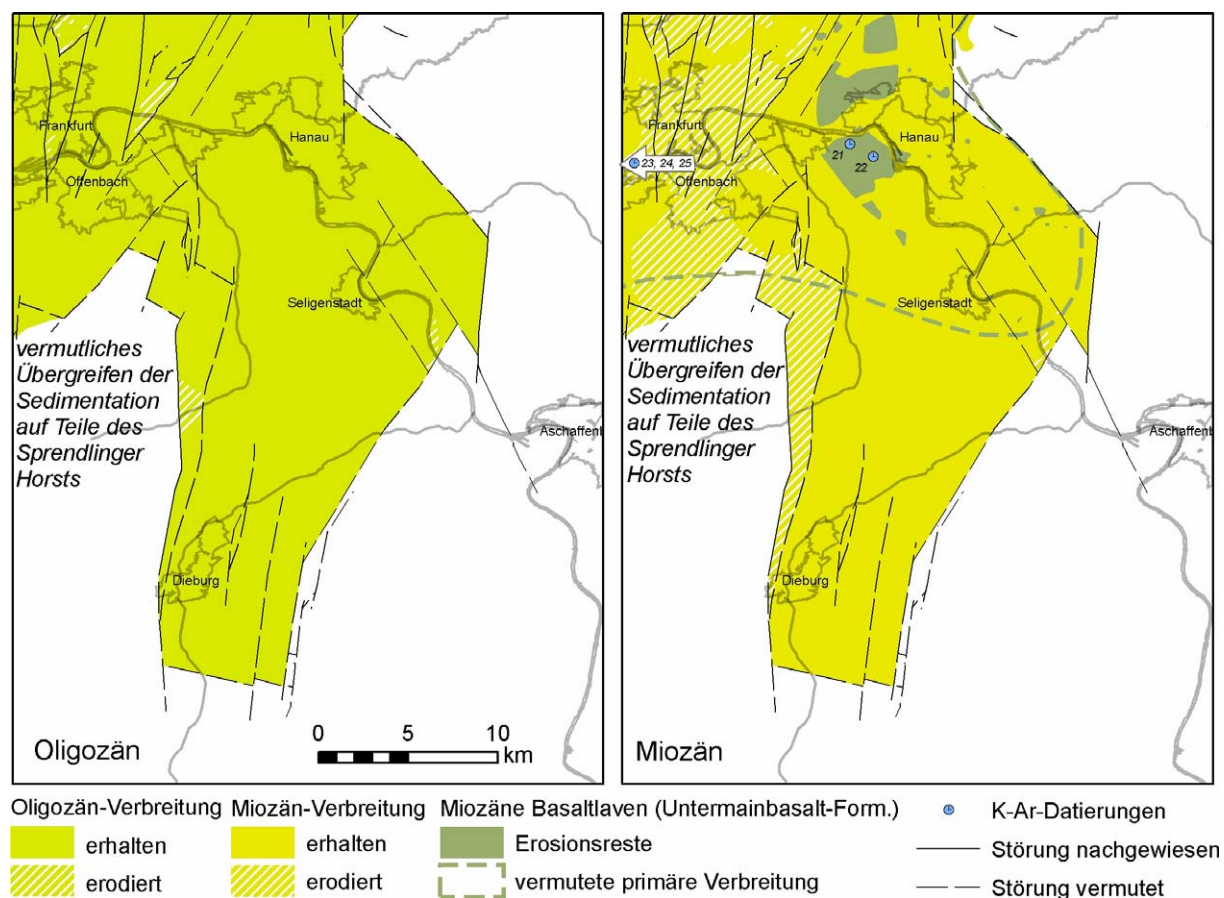


Abb. 23: Paläogeographie des Oligozän und Miozän der Hanau-Seligenstädter Senke. Ausführliche Karten mit Basishöhenlinien und Datengrundlage siehe Anhang E2 und E3. Die Datierungen sind Horn et al. (1972) und Fuhrmann & Lippolt (1987) entnommen (Details siehe Anhang F2).

Eine zuverlässige stratigraphische Ansprache liegt nur zu wenigen Bohrungen im Norden des Beckens vor, so dass eine Gliederung in Formationen nach Grimm et al. (2000, 2002), Reichenbacher & Keller (2002), Schäfer & Kadolsky (2002) und Radtke & Kümmerle (2004) mit Ausnahme der lithologischen Abgrenzung der Untermainbasalt-Formation auch in den Profilschnitten nicht vorgenommen wurde. Die Oligozän-Miozän-Grenze wurde ausgehend von bio- oder lithostratigraphischen Ansprachen der jeweiligen geologischen Bearbeiter an einigen Bohrungen sowie den geologischen Karten der Ausstrichgebiete durch Extrapolation unter Berücksichtigung der Mächtigkeitsverhältnisse für das gesamte Becken konstruiert (Schnitte in Anhang D). Die Mächtigkeit des Oligozän beträgt danach in Tieflagen im Gebiet des späteren Frankfurter Horsts bis etwa 170-180 m (Schnitt AA' Anhang D1) und nimmt in der Hanau-Seligenstädter Senke nach Osten auf etwa 90-100 m bei Hanau ab. Die

Mächtigkeit des Miozän, das auf dem Frankfurter Horst nicht vollständig erhalten ist, beträgt in der Hanau-Seligenstädter Senke bis mindestens etwa 160 m (Schnitt CC' Anhang D3). Das präbasaltische Miozän ist bis etwa 150 m mächtig, die Untermainbasalt-Formation mit stark reliefierter Basis 0-45 m. Postbasaltisches Miozän (Bockenheimer-Formation) ist nicht nachgewiesen.

Die Sedimente sind gemischt siliziklastisch und karbonatisch. Im Beckeninneren herrschen Tone und Mergel vor, welchen nach Westen zunehmend Kalksteinbänke eingelagert sind (Schnitte BB', CC' Anhang D2, D3). Das bestätigt die Interpretation des Hanauer Beckens im Kontext des marinen bis lakustrinen Ablagerungsraums im Oberrheingraben durch Grimm (2004:107) als Lagune hinter einer Karbonatplattform bei Frankfurt am Main/Offenbach /Obertshausen. Nach Osten, Süden und Norden ist eine deutliche Zunahme kalkfreier, sandiger Einschaltungen zu beobachten, die nach Golwer (1968) auf fluviatilen Eintrag zurückzuführen sind. Diese Sedimente sind vergleichbar mit der von Hottenrott (2004) am nördlichen Rand des Mainzer Beckens beschriebenen Randfazies.

Sandige Intervalle sind meist kalkfrei mit massigem Gefüge, oft durchwurzelt und enthalten teilweise Bodenbildungen (AID 20951 Anhang B10). Abschnittsweise zeigen sie auch Schrägschichtung und horizontale Lamination. Tonig-mergelige Partien sind teilweise kalkhaltig, laminiert oder entschichtet, bioturbat und durchwurzelt (AIDs 20950, 20951 Anhang B9 und B10). Häufig enthalten sie kleine Schneckenschalen oder dünne Schilllagen sowie organische Lagen. Sekundäre Bildungen wie Karbonatkonkretionen und Pyrit sind häufig. Im Dieburger Becken (AIDs 20950 Anhang B9) treten sowohl in sandreicheren als auch in schluffig-mergeligen Partien häufig im Abstand weniger Zentimeter 0,5-2 cm mächtige Rhythmite auf, die sich vom Hintergrundsediment durch eine oft nur geringe Abweichung im Median der Korngröße unterscheiden.

Die schluffig-lehmig-mergeligen Partien sind als Sedimente einer Schlickebene (mud flat) anzusehen. Sandige Abschnitte werden aufgrund der Faziesassoziation als Strandsedimente interpretiert, auf welchen sich bei längerer Exposition Böden bildeten. Am östlichen Beckenrand sind zyklische Abfolgen von sanddominierten Intervallen zu tonig-mergeligen Partien zwischen mehreren Bohrungen korrelierbar (Schnitte MM', NN' Anhang D13 und D14). Sie können als Transgressions-Regressions-Zyklen oder Progradations-Retrogradations-Zyklen interpretiert werden.

Im nördlichen Becken sind den höheren untermiozänen Sedimenten, wie bereits erwähnt, Laven eingelagert (Untermainbasalt-Formation, siehe Abb. 24). Abb. 23 zeigt eine Rekonstruktion der primären Verbreitung dieser Vulkanite, die anhand der Erosionsreste durchgeführt wurde.





Abb. 24: Basaltlaven der Untermainbasalt-Formation, Miozän. (Südteil des ehem. Steinbruchs Oberwaldsee südöstlich von Mühlheim am Main-Dietesheim, AID 21646, R 3491410, H 5552900, Oberkante ca. 123 m ü. NN. Fotos 23.01.2005).

## 5.4. Pliozän und Pleistozän

### 5.4.1 Mächtigkeit und Verbreitung

Im Gegensatz zu den Einheiten im Liegenden sind pliozäne Sedimente in der Hanau-Seligenstädter Senke nicht wie von Anderle (1970:99) angenommen flächenhaft verbreitet. In großen Gebieten liegen pleistozäne Kiese diskordant auf miozänen Sedimenten oder Vulkaniten. Die kleinräumigen Vorkommen im Osten der Hanau-Seligenstädter Senke sind gegenüber der sonst sandig-tonigen und kiesführenden Fazies durch mehrere Zehnermeter mächtige Abfolgen von Braunkohlenflözen und Tonen charakterisiert und damit leicht von der dort vorherrschenden miozänen Randfazies unterscheidbar. Hochauflösende Daten des Braunkohlenbergbaus (Unterlagen der Gewerkschaft Gustav im Regierungspräsidium Darmstadt, siehe Anhang E4) zur Verbreitung Braunkohlen führender Sedimente zeigen, dass die kleinräumigen Vorkommen nicht tektonisch begrenzt, sondern an etwa Nordost-Südwest und Nord-Süd verlaufende, wenige hundert Meter breite, erosive Rinnen gebunden sind. Abb. 25 zeigt die Rekonstruktion des Rinnennetzes für die gesamte Hanau-Seligenstädter Senke und die Grabenschultern (siehe auch Abb. 26). Die Braunkohle führenden Rinnen sind offensichtlich tributär zu einer südost-nordwest verlaufenden, etwa 9 km breiten, aus dem Mittelmaintal kommenden sowie einer etwa Ostnordost-West-südwest verlaufenden, ca. 2,5 km breiten Hauptrinne im Norden. Auf dem Frankfurter Horst fehlen pliozäne Sedimente.

Die Verbreitung mehrere Zehnermeter mächtiger unter- bis mittelpleistozäner Ablagerungen, die mit der T1-Terrasse nach Semmel (1969) korrelierbar sind (Scheer, 1976), ist deutlich großflächiger als die der pliozänen Sedimente und umfasst den mittleren und südlichen Teil der Hanau-Seligenstädter Senke (siehe Abb. 25). Die nördliche Grenze ist erosiv in miozäne Sedimente eingeschnitten (Schnitt I I' Anhang D9). Im Osten wurden die Sedimente durch das heutige Maintal vollständig abgetragen. Erosionsreste am östlichen Beckenrand können aber aufgrund ihrer Höhenlage und Lithofazies mit der T1-Einheit korreliert werden (Schnitt DD' Anhang D4). Auf dem Frankfurter Horst im Nordosten (Schnitt HH' Anhang D8) und der Stockstadt/Groß-Umstädter Scholle im Südwesten (Schnitt KK' Anhang D11) setzen sich die Ablagerungen jeweils in einer Erosionsrinne fort. Sie greifen auch auf die Beckenränder über und füllen die Flusstäler des Mittelmains (Körber, 1962) und der Zuflüsse in den Hochgebieten der Beckenränder (Schirmer, 1967; Weinelt, 1967; Seidenschwann, 1980, 1989; Schnitt JJ' Anhang D10).

Oberpleistozäne fluviatile Sande und Kiese bilden die Böden der heutigen Flusstäler (Abb. 25). Ehemalige Talböden sind als geringmächtige, lokale Terrassenreste erhalten (Scheer, 1976). Äolische Sande und Löss in variabler Mächtigkeit bedecken große Teile der Beckenfüllung und die Hochgebiete der Beckenränder großflächig.

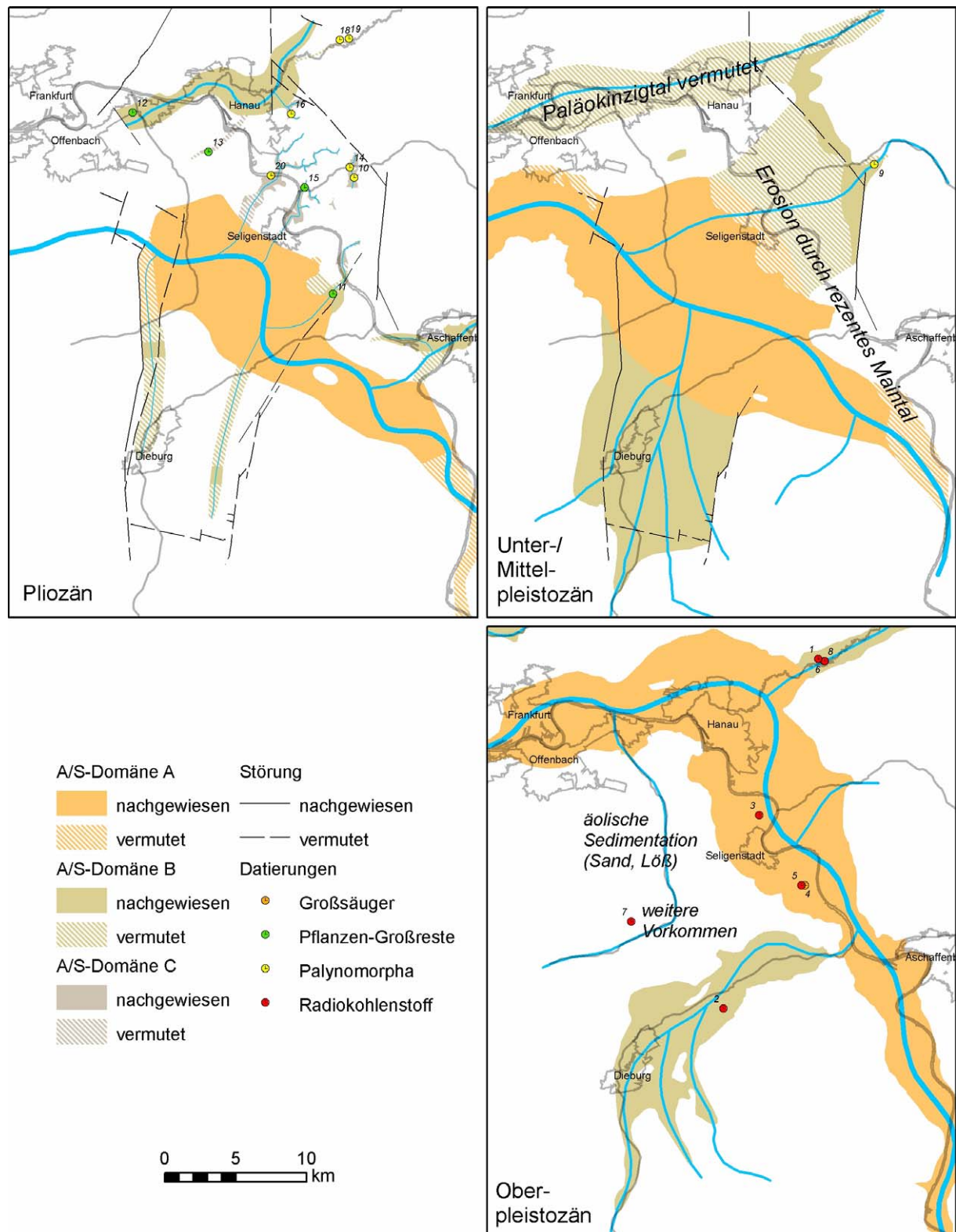


Abb. 25: Paläogeographie des Pliozäns und Pleistozäns der Hanau-Seligenstädter Senke mit Abgrenzung der A/S-Domänen (siehe Kapitel 5.4.3). Ausführliche Karten mit Basishöhenlinien siehe Anhang E4 bis E6. Die Datierungen 2 und 7 wurden im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt. Die übrigen Datierungen sind Engelhardt & Kinkel (1908), Kirchheimer (1934), Rein (1956), Okrusch et al. (1967), Streit & Weinelt (1971), Scheer (1974), Seidenschwann (1978), Seidenschwann & Auer (1981), Gregor et al. (1989a, b), Hottenrott (1989), Gregor (1995) sowie dem Bohrarchiv des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie entnommen (Details siehe Anhang F2).



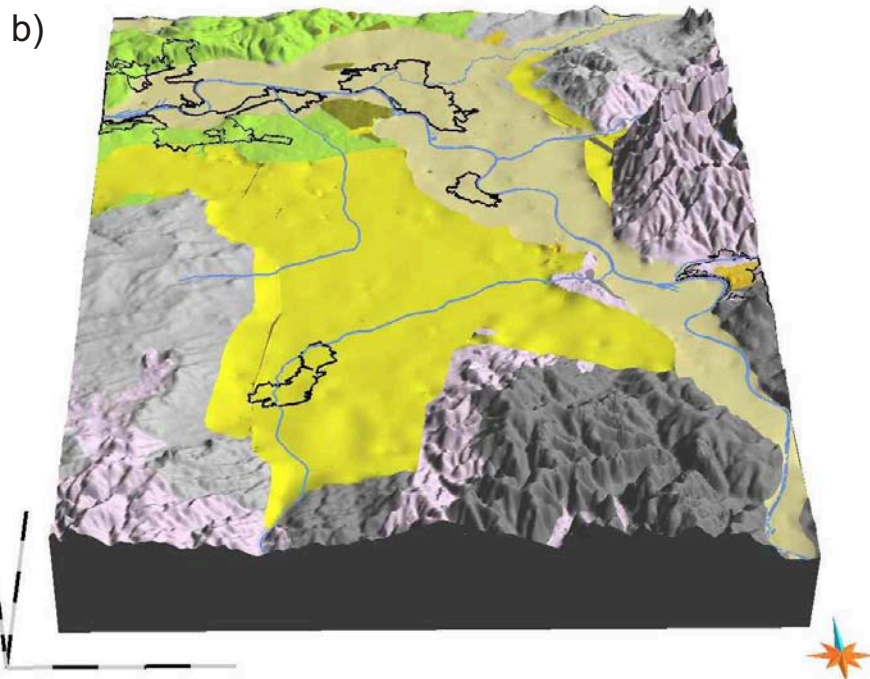
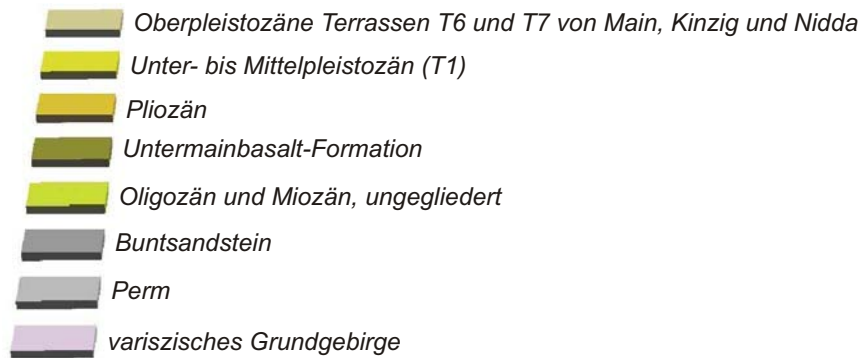
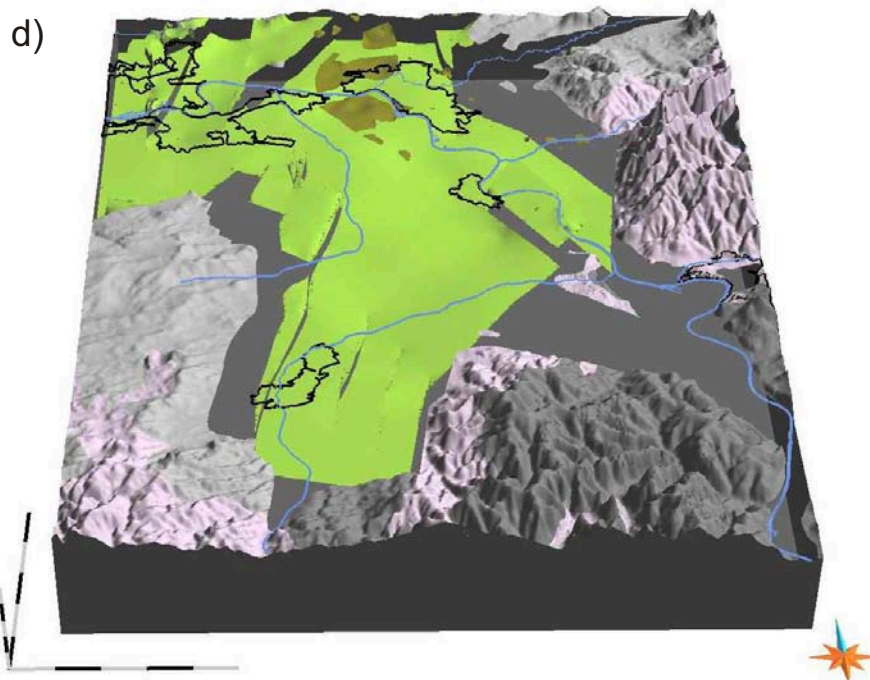
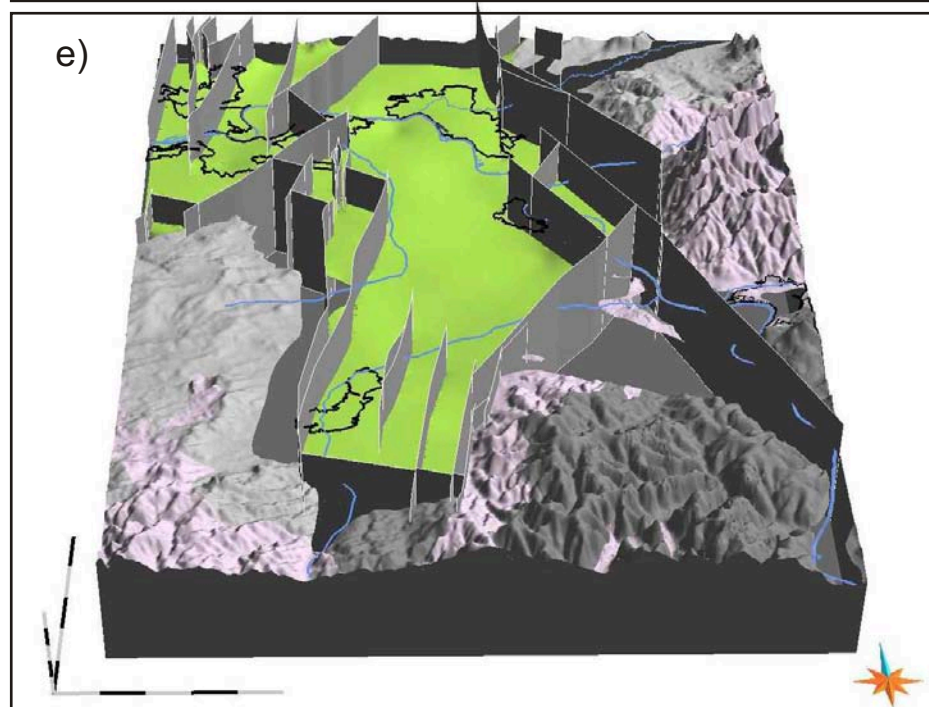
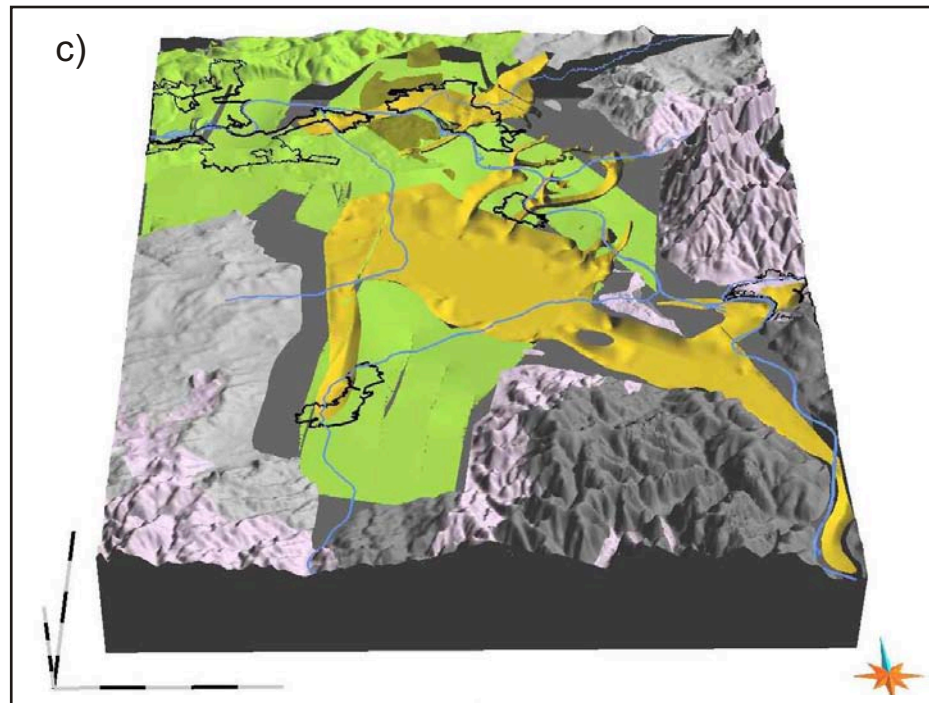
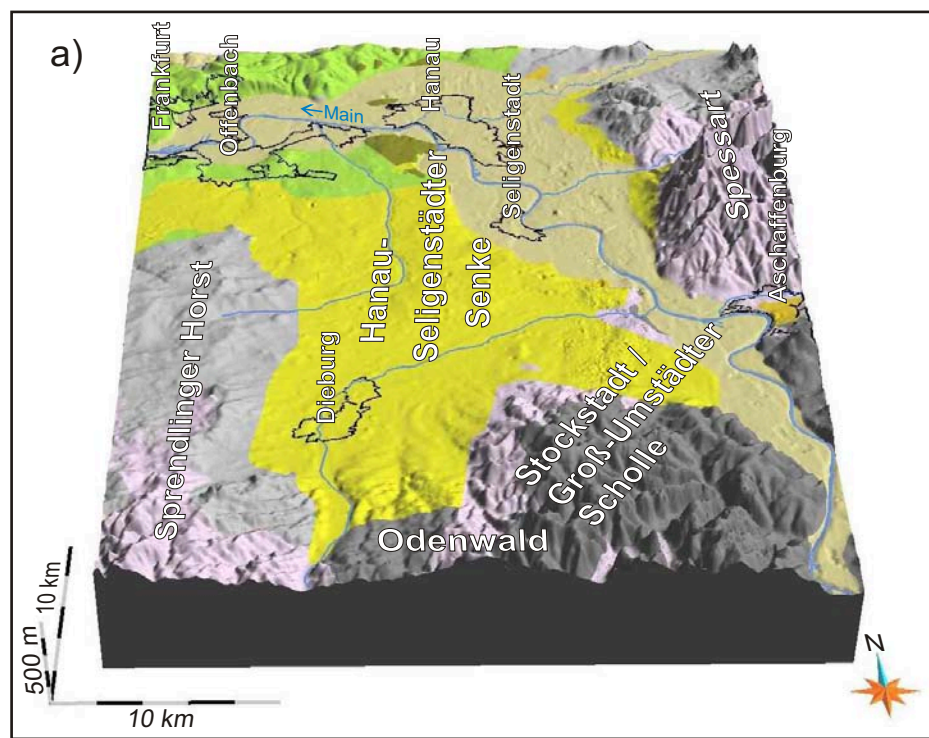


Abb. 26: Raumbild der Hanau-Seligenstädter Senke: a) Oberfläche, b) Basisflächen der beiden pleistozänen Einheiten, c) pliozänes Paläotalnetz (Pleistozän abgedeckt, im Hintergrund Oligozänbasis), d) an Störungen versetzte Oligozänbasis und Untergrenze miozäner Laven (Ploiozän und Pleistozän abgedeckt), e) Störungen. Zur Orientierung wurden in allen Abbildungen das heutige Gewässernetz und Umrisse größerer Orte eingezeichnet. Erläuterung siehe Kapitel 4.4.4.





Die Pliozänbasis liegt innerhalb der Verbreitungsgebiete häufig bei 50-60 m ü. NN (Anhang E4). Die Erosionsdiskordanz an der Basis greift bis mindestens etwa 75 m tief in die miozänen Sedimente ein (Schnitt I I' Anhang D9). Die maximale Mächtigkeit des Pliozäns beträgt mindestens 50 m (AID 18282 in den Schnitten EE', GG', JJ', QQ', Anhang C5, C7, C10, C17).

Die Basis der unter- bis mittelpleistozänen Sedimente (T1 und Äquivalente) liegt in der Hanau-Seligenstädter Senke bei rund 95-105 m ü. NN, auf dem Frankfurter Horst zwischen 110 und 120 m ü. NN (Anhang E5). Scheinbar bis auf 40 m ü. NN eingeschnittene Rinnen (Hoppe & Fritsche, 1999:26) ergeben sich aus der lithostratigraphischen Korrelation von pleistozänen mit pliozänen Kiesen und Sanden. Die primäre maximale Mächtigkeit pleistozäner Sedimente beträgt mindestens 45-50 m, im Süden des Dieburger Beckens etwa 75 m, auf dem Frankfurter Horst mindestens 25 m.

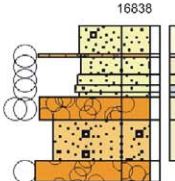
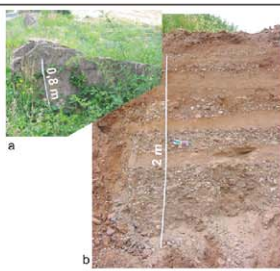
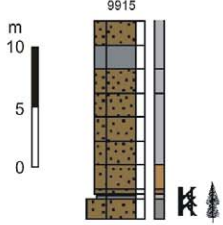

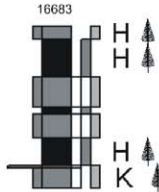
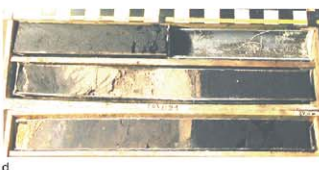
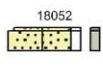


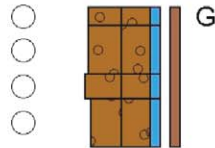
Die Basis der oberpleistozänen fluviatilen Sedimente des Maintals liegt im Südosten bei 110 m ü. NN und fällt flussabwärts bis auf 90 m ü. NN bei Frankfurt (Anhang E6). Ihre Mächtigkeit beträgt bis 10-15 m. Außerhalb des Maintals sind durch <sup>14</sup>C-Datierungen mehr als 5 m mächtige oberpleistozäne Vorkommen nachgewiesen (Anhang A3, B7).

Tab. 3: Mächtigkeiten der Einheiten und Basishöhen in der Hanau-Seligenstädter Senke.

Einheit	Basis [m ü. NN]	Maximale Mächtigkeit [m]
Holozän	<i>Talböden</i>	geringmächtige, lokale Vorkommen
Pleistozän		
Oberpleistozän (T6+T7 des Mains)	90 (NW) bis 110 (SE)	10 bis 15
Mittel-/Oberpleistozän (T2-T5)	<i>Unterschiedliche Niveaus</i>	<i>geringmächtige oder lokale Reste</i>
Unter-/Mittelpleistozän (T1)	95 bis 105, FH 110 bis 120	≥45 bis 50, ≥75 (S DB), FH ≥25
Pliozen	50 bis 60	≥50
Oligo-/Miozen ungegliedert	-160 bis +30, FH 0 bis 150	≥280
Miozen	ca. -50 bis >+50, FH bis >160	≥160
Untermainbasalt-Formation	≤70 bis ≥105, im N bis ≥170	≥0 bis ≥45
Präbasaltisches Miozen	<i>siehe Miozen</i>	~150
Oligozän	<i>siehe Oligo-/Miozen ungegliedert</i>	70-80 (W), 90-100 (E), FH 170-180

FH = Frankfurter Horst, DB = Dieburger Becken



Elem.	Beispielprofil	Lithofaziesbeschreibung	Beispielfoto	Interpretation
CH		Kiese, grobe Sande, kiesführende Sande, teils mit Blöcken, kalkhaltig oder kalkfrei		Fluviatile Rinne (channel), teils mit Bockverdriftung durch Treibeis
OS		Schluffe, Tone, Lehme, kalkhaltig oder kalkfrei, oft durchwurzelt und		Überflutungssedimente (overbank sediments), Lehme entschichtet (Rhizoturbation, Bodenbildung)
LK		Tone, Torfe, Braunkohlen, Pflanzenrestlagen, kalkhaltig oder kalkfrei		Lakustrine Sedimente, z.B. in Altlaufseen (oxbow)
AS		Fein- bis Mittelsand (ohne Kiesanteil), kalkhaltig oder kalkfrei		Äolische Sandablagerung, (aeolian sand sheet/dune)
LÖ		Gut sortierter Schluff bzw. toniger Schluff, kalkhaltig, Karbonatkonkretionen, teils sekundär		Äolische Schluffablagerung (Löß, aeolian silt sheet), teilweise verlehmt
MF		Kies und Grus führende Tone, Schluffe und Lehme, kalkhaltig oder kalkfrei		Schlammstrom/ Fließerde (mudflow)

a) Tongrube Mainhausen-Mainflingen, AID 20911, R 3501820, H 5540800, ca. 113 m ü. NN, Betreiber: Basalt-Actien-Gesellschaft, Hartsteinwerke Bayern-Thüringen, Steinmühle 20, 95666 Mitterteich.  
b) Kiesgrube in der Wüstenei, Gemarkung Alzenau-Hörstein am Ortsrand von Karlstein a. Main-Deitingen, AID 20909, R 3502600, H 5545850, Pberkante 112 m ü. NN, Betreiber: Volz & Herbert GmbH, An der Koppel 3, 63755 Alzenau-Hörstein.  
c) und d) Forschungsbohrung C/03-B1 des HLUG in Münster-Altheim, AID 20950, R 3491128, H 5529986, Profilschnitt 8-12 m bzw. 24-26 m, vgl. Anhang B9.  
e) Sandgrube Alzenau in Unterfranken, AID 20912, R 3503900, H 5551250, Oberkante ca. 140 m ü. NN, Aufschlussmächtigkeit ~5 m.

Abb. 27: Architekturelemente im Pliozän und Pleistozän der Hanau-Seligenstädter Senke. Legende der Profildarstellungen siehe Anhang D18.

### 5.4.2 A/S-Zyklen und Sequenzstratigraphie

Die in den pliozänen und pleistozänen Sedimenten auftretenden Architekturelemente sind in Abb. 27 aufgeführt. Die Profile lassen sich in A/S-Zyklen (siehe Kapitel 5.4.2) gliedern. An der Zyklenbasis dominiert meist das Architekturelement CH. Die Faziesdiversität wächst zum Hangenden durch zunehmend häufige und mächtige Einschaltungen anderer Architekturelemente. Dadurch entstehen Halbzyklen vom Typ Fining-Upward. Coarsening-Upward-Halbzyklen fehlen meist.

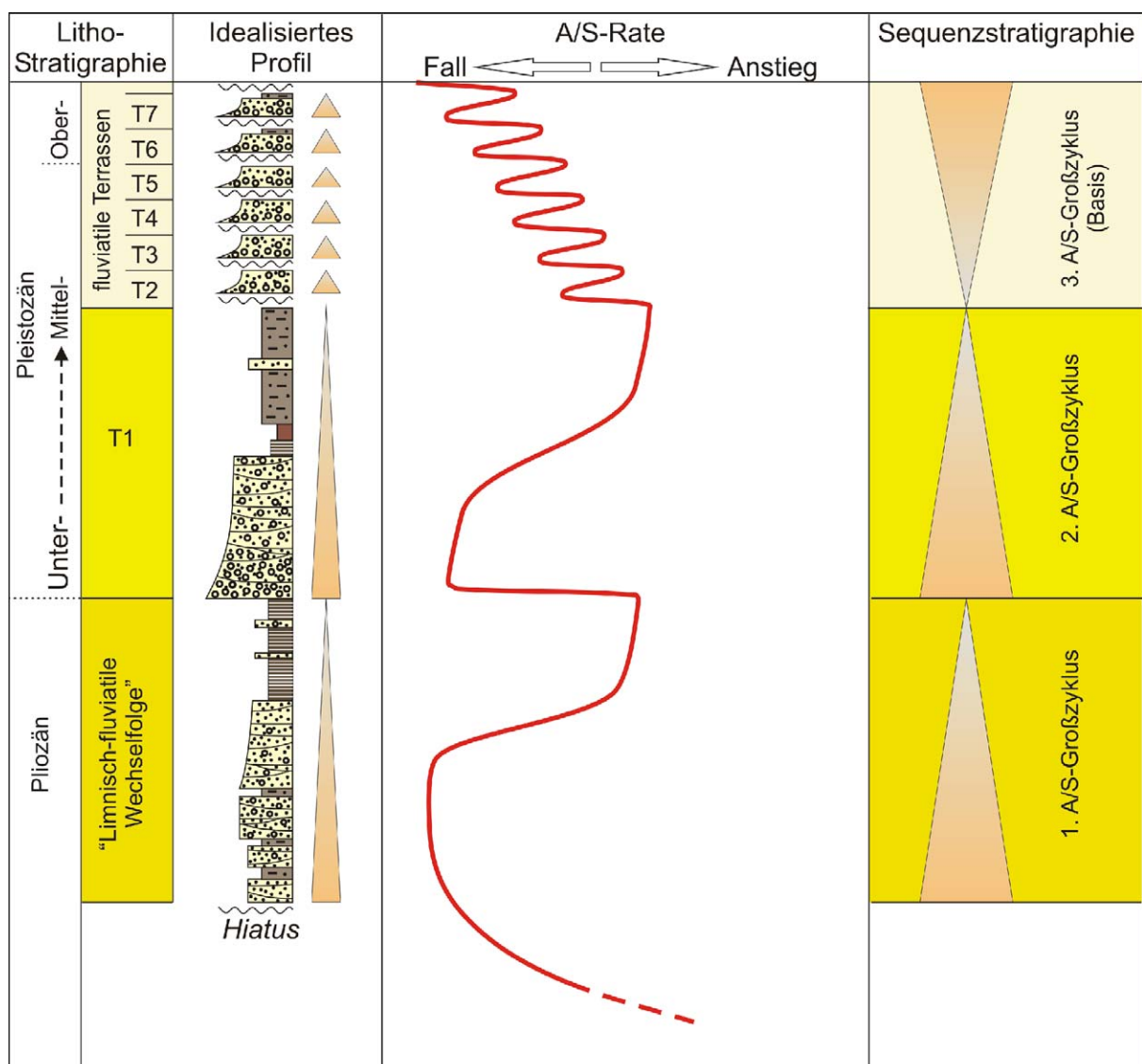


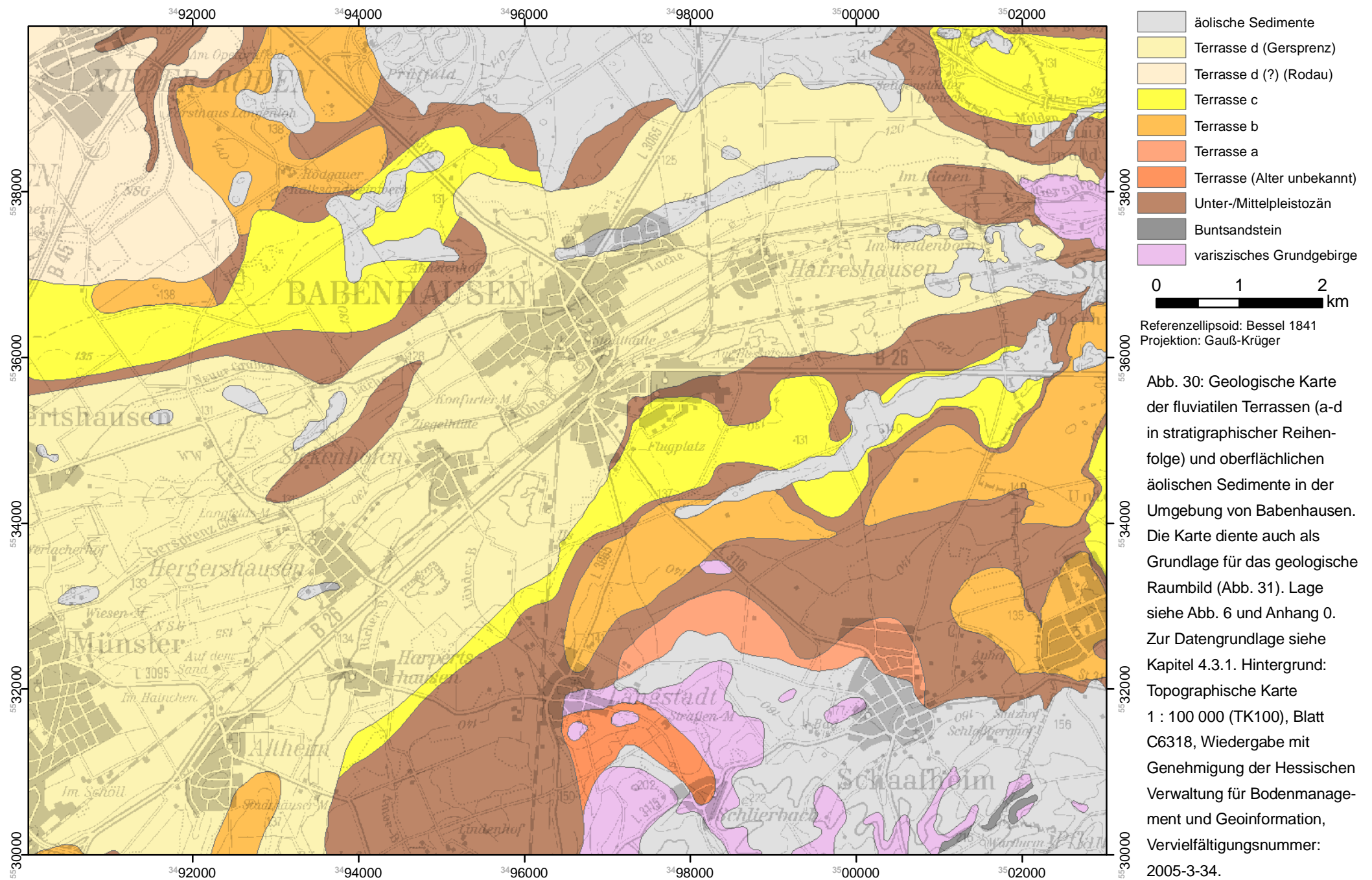
Abb. 28: Sequenzstratigraphie für das Pliozän und Pleistozän der Hanau-Seligenstädter Senke.



Das Pliozän umfasst einen A/S-Großzyklus (Abb. 28). Lokal sind am Top Reste eines Coarsening-Upward-Halbzyklus angedeutet (Streit, 1967). Die Pleistozänbasis fällt mit der Basis eines zweiten Großzyklus zusammen, der mit der T1-Terrasse korrelierbar ist. Die mittel- bis oberpleistozänen fluviatilen Zyklen T2 – T7 bilden eine morphologisch erkennbare, zum heutigen Mainbett hin absteigende Terrassentreppe (Abb. 29) und sind damit das Resultat einer übergeordneten Eintiefungsphase, die die amalgamierte Basis eines dritten A/S-Großzyklus repräsentiert (Abb. 28). Eine solche Terrassentreppe wurde durch die Architekturelementanalyse im Raum Babenhausen auch für den Main-Zufluss Gersprenz nachgewiesen (Abb. 30, 31). Abb. 32 zeigt ein Faziesmodell für das Mittel- bis Oberpleistozän.



Abb. 29: Verlandeter Altmäander auf der T6-Terrasse des Mains. Der Prallhang (links) ist gleichzeitig die Terrassenstufe. "Helle" bei Hanau-Steinheim, R 3493100, H 5551000, Blick nach Norden. Foto 23.01.2005.





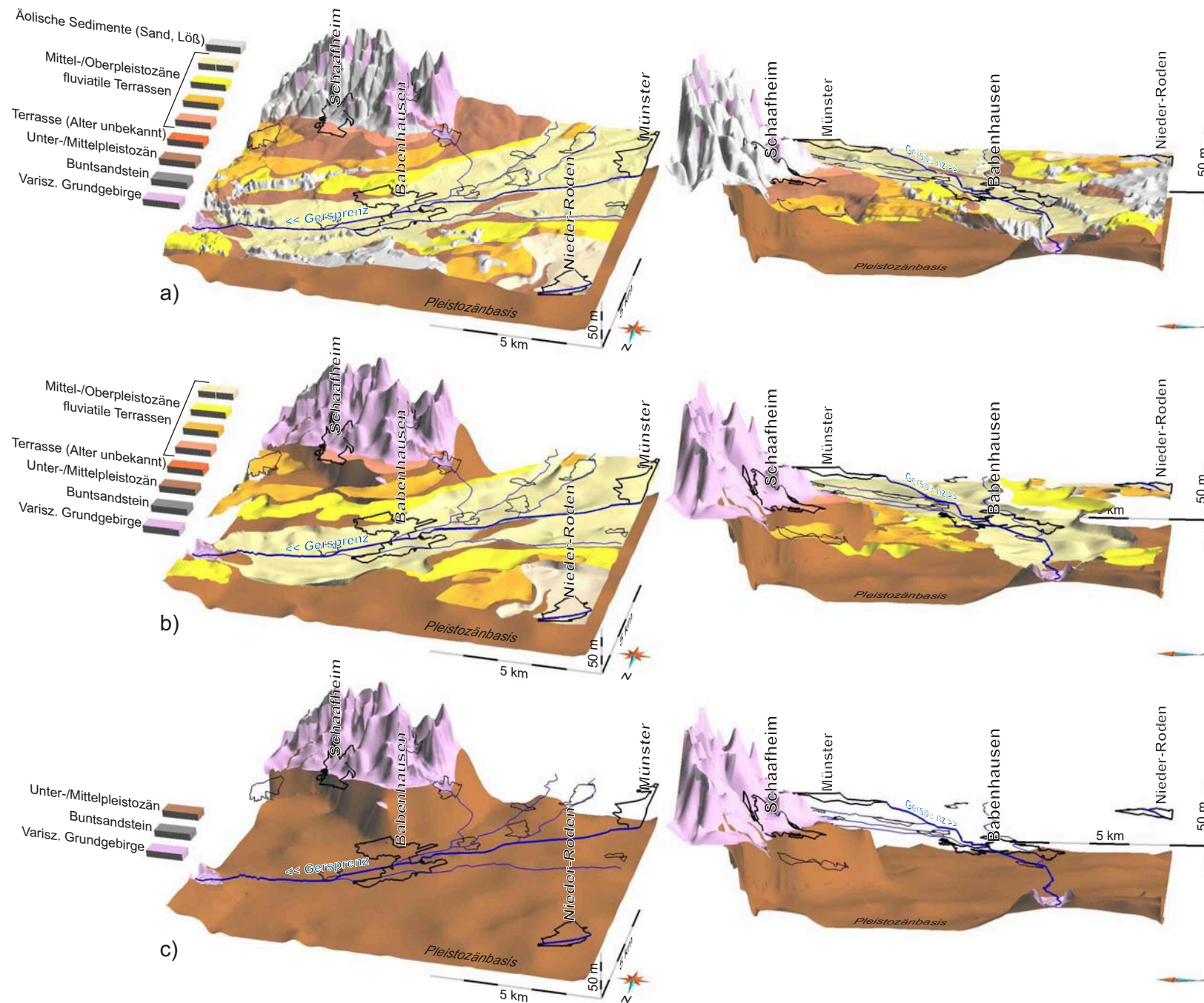


Abb. 31: 3D-Raumbild der fluviatilen Terrassen der Gersprenz und der äolischen Sedimente in der Umgebung von Babenhausen in der Ansicht von Norden (links) und Osten (rechts): a) Oberfläche, b) Basisflächen der mittel- bis oberpleistozänen fluviatilen Terrassen, c) Pleistozänbasis. Zur Orientierung sind das heutige Gewässernetz und die Umrisse der Orte eingezeichnet. Zu den verwendeten Eingangsdaten siehe Kapitel 4.3.1.

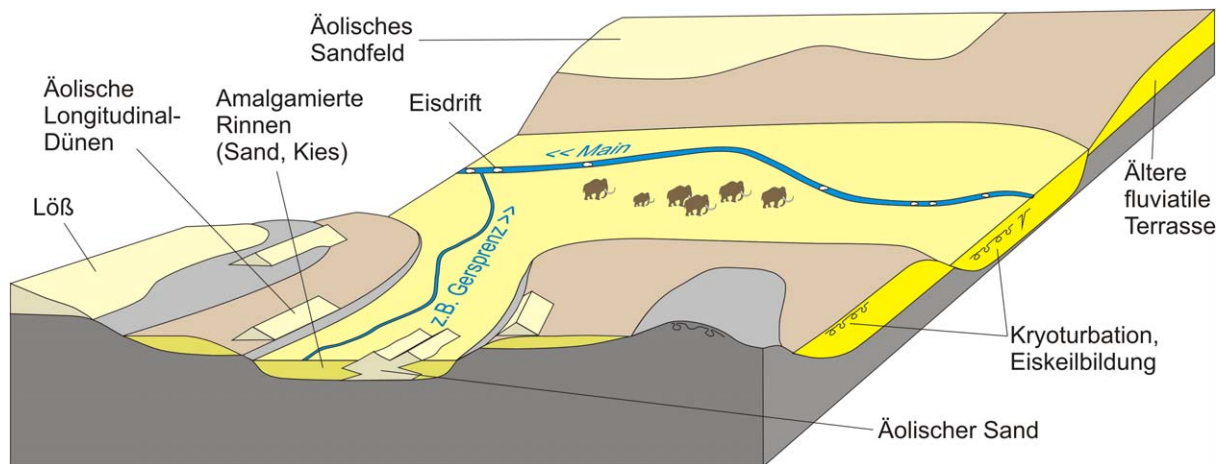


Abb. 32: Faziesmodell für das Mittel- bis Oberpleistozän in der Hanau-Seligenstädter Senke. Zur Kryoturbation siehe Abb. 33.



Abb. 33: Schichtdeformation in einer oberpleistozänen Terrasse des Mains (T6), ausgelöst durch Dichteunterschiede in wassergesättigtem Sediment möglicherweise über Permafrost (Kryoturbation). Dichtere schluffreiche Lagen innerhalb der Ablagerungen eines Uferdamms oder einer proximalen Überflutungsebene (oben) sinken tropfenartig in weniger dichte fluviatile Rinnensedimente ein (Sandgrube des Bauunternehmens Stix J. GmbH & Co. KG an der B469 in Niedernberg, AID 20895, R 3508580, H 5530860, TK25 6020, Höhe der Aufschlussoberkante ca. 119,5 m ü. NN, Foto 04.06.2002).

Die mittel- bis oberpleistozänen Zyklen T2 – T7 sind teilweise mit dem T1-Zyklus verschmolzen und schwer von diesem abzugrenzen. Außerhalb des heutigen Maintales zeigen  $^{14}\text{C}$ -Datierungen, dass in manchen Profilen scheinbar gut mit dem unter- bis mittelpleistozänen T1-Zyklus korrelierbare Zyklen oberpleistozäne Alter haben können (Abb. 34). Deshalb kann auch für das tiefere Pleistozän nicht ausgeschlossen werden, dass als Folge wiederholter Erosions- und Akkumulationsphasen Zyklen verschmolzen sind. Die T1-Einheit ist also wahrscheinlich ein Komplex amalgamierter Zyklen (Abb. 35; Lang et al., 2005).

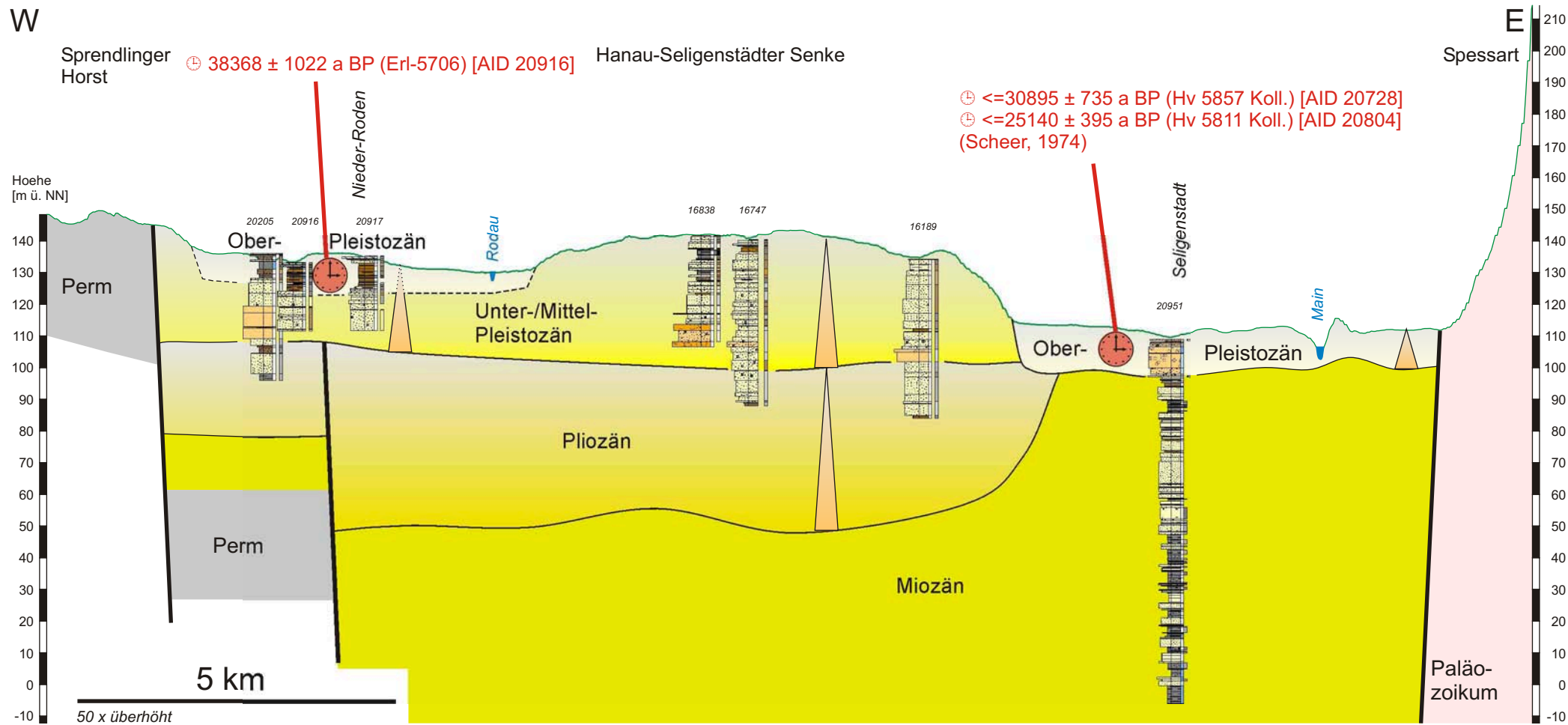
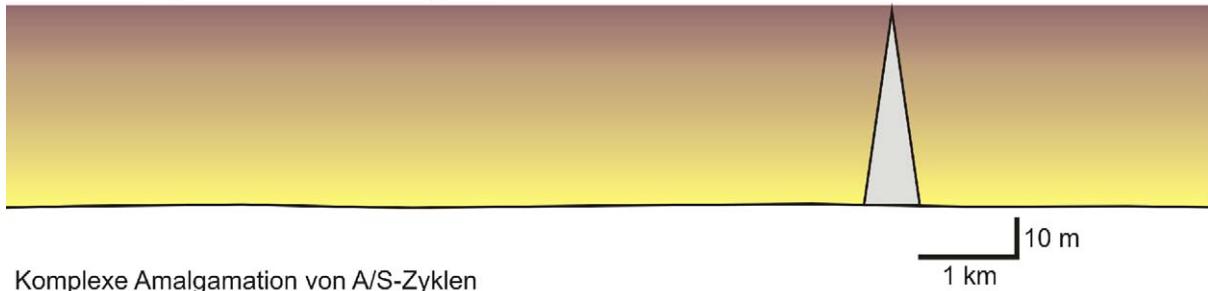


Abb. 34: Datierungen zeigen, dass im Pleistozän eine Amalgamation von Zyklen vorliegt (Profilschnitt RR', Lage siehe Anhang 0). Legende der Profildarstellungen siehe Anhang D18.



Scheinbarer, gut korrelierbarer A/S-Zyklus



Komplexe Amalgamation von A/S-Zyklen

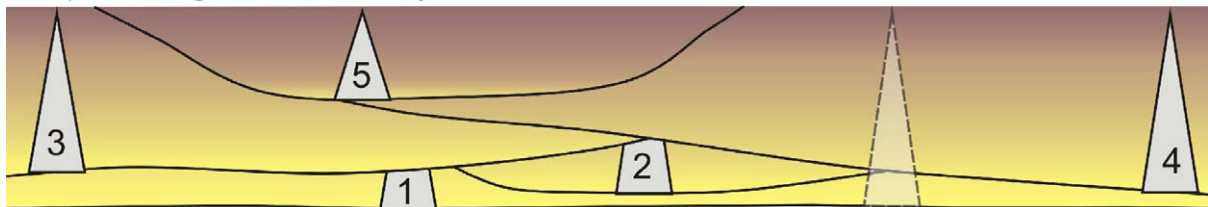


Abb. 35: Amalgamation von Zyklen erschwert die Stratigraphie im Pleistozän (Schematischer Schnitt).

### 5.4.3 A/S-Domänen

Der Amalgamationsgrad ändert sich nicht nur mit der Zeit sondern zeigt auch eine räumliche Variabilität. Drei Zonen, die als A/S-Domänen bezeichnet werden, lassen sich unterscheiden und paläogeographisch verschiedenen Gruppen von Sedimentzufuhrsystemen zuordnen (siehe Abb. 36). Die A/S-Domänen wurden auch in den Karten (Abb. 25) unterschieden.

Die A/S-Domäne A (vgl. Abb. 36) bildet eine Zone, die die Hanau-Seligenstädter Senke ausgehend vom Eintritt des heutigen Mittelmaintales von Südosten nach Nordwesten durchzieht (Abb. 25). Im Pliozän und in der T1-Einheit durchquert sie das Gebiet geradlinig in nordwestlicher Richtung. Im Oberpleistozän folgt sie nach einer Verlagerung nach Osten und Norden dem rezenten Maintal. Ausschließlich in dieser A/S-Domäne treten im Pleistozän für das Obermain-Einzugsgebiet charakteristische Lydit-Gerölle (vgl. Semmel, 1974:15) auf. Sowohl paläogeographisch als auch geröllpetrographisch ist sie damit dem Sedimentzufuhrsystem des Mains zuzuordnen. Die Verlagerung der A/S-Domäne A im Mittelpleistozän repräsentiert deshalb eine Verlagerung des Rinnengürtels des Mains. Während des A/S-Hochstands im Mittelpleistozän war das Relief möglicherweise ausgeglichen, so dass der Fluss auf der Stockstadt/Groß-Umstädter Scholle sowie dem Sprendlinger und Frankfurter Horst nicht mehr an seine Täler gebunden war und seinen Rinnengürtel verlagern konnte. Auch wenn das nicht der Fall war, könnte eine Anzapfung durch einen linken Nebenfluss der Kinzig den Fluss in seinen neuen Lauf umgeleitet haben.

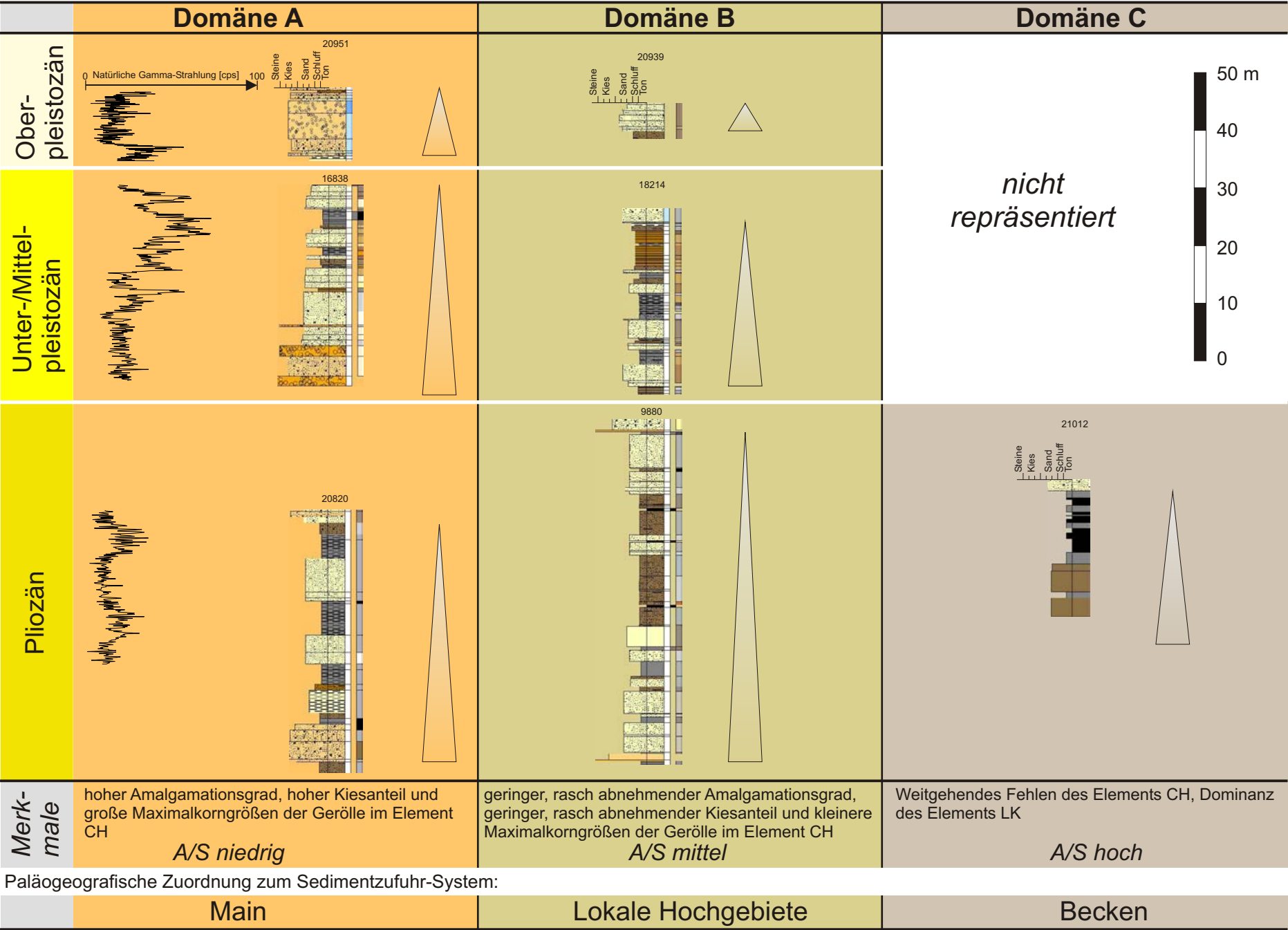


Abb. 36: A/S-Domänen im Plio- und Pleistozän der Hanau-Seligenstädter Senke. Legende der Profildarstellungen siehe Anhang D18.

Zu den unter „Merkmale“ verwendeten Symbolen für die Architekturelemente siehe Abb. 27.

Die A/S-Domäne B (vgl. Abb. 36) umfasst im Pliozän Füllungen solcher Erosionsrinnen, die aus den Hochgebieten der Beckenränder eintreten (Abb. 25). Im Pleistozän treten gegenüber der Domäne A gehäuft Löss (LÖ) auf (AID 20640 Anhang B2). Außerdem können Kalkgehalte in Überflutungssedimenten als Hinweis auf umgelagerten Löss angesehen werden. In der Nähe der Beckenränder in Bohrungen nachgewiesene kiesführende Lehme, Schluffe und Tone (AID 19840 in Abb. 37) werden aufgrund ihres diamiktischen Korngrößenspektrums im Vergleich mit lithologisch ähnlichen pleistozänen Sedimenten, deren Architektur von Lang & Hoppe (2005) an der östlichen Randverwerfung des Oberrheingrabens untersucht wurde, als Schammströme (MF) interpretiert. Die A/S-Domäne B ist damit der Sedimentzufuhr von den Hochgebieten der Beckenränder über kleinere Zuflüsse und schlammstromdominierte Schwemmfächer zuzuordnen, wobei äolischer Eintrag und die fluviatile Umlagerung äolischer Sedimente beteiligt sind (siehe Abb. 38). Abb. 39 zeigt die A/S-Domänen A und B in einem paläogeographischen Blockbild.

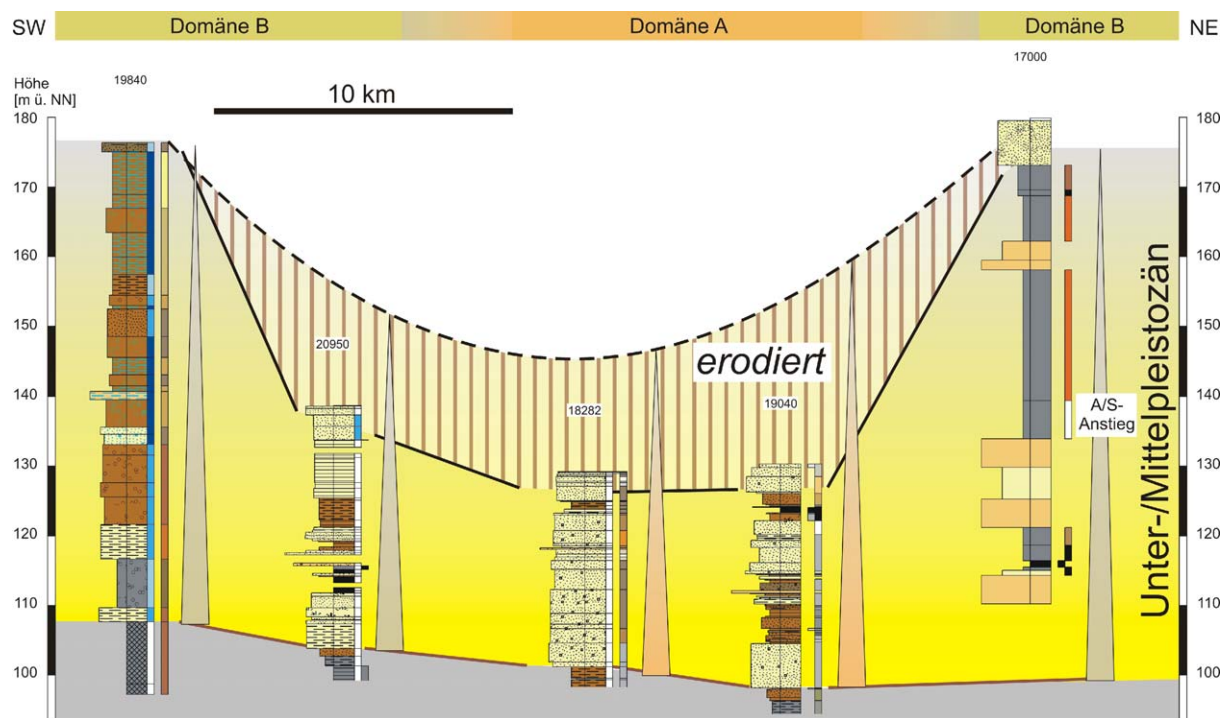


Abb. 37: Schematischer Profilschnitt durch das Unter- bis Mittelpleistozän. Legende der Profildarstellungen siehe Anhang D18. Die ursprüngliche Geländeoberfläche fällt zum Rinnengürtel des Mains hin ein (vgl. Abb. 38).

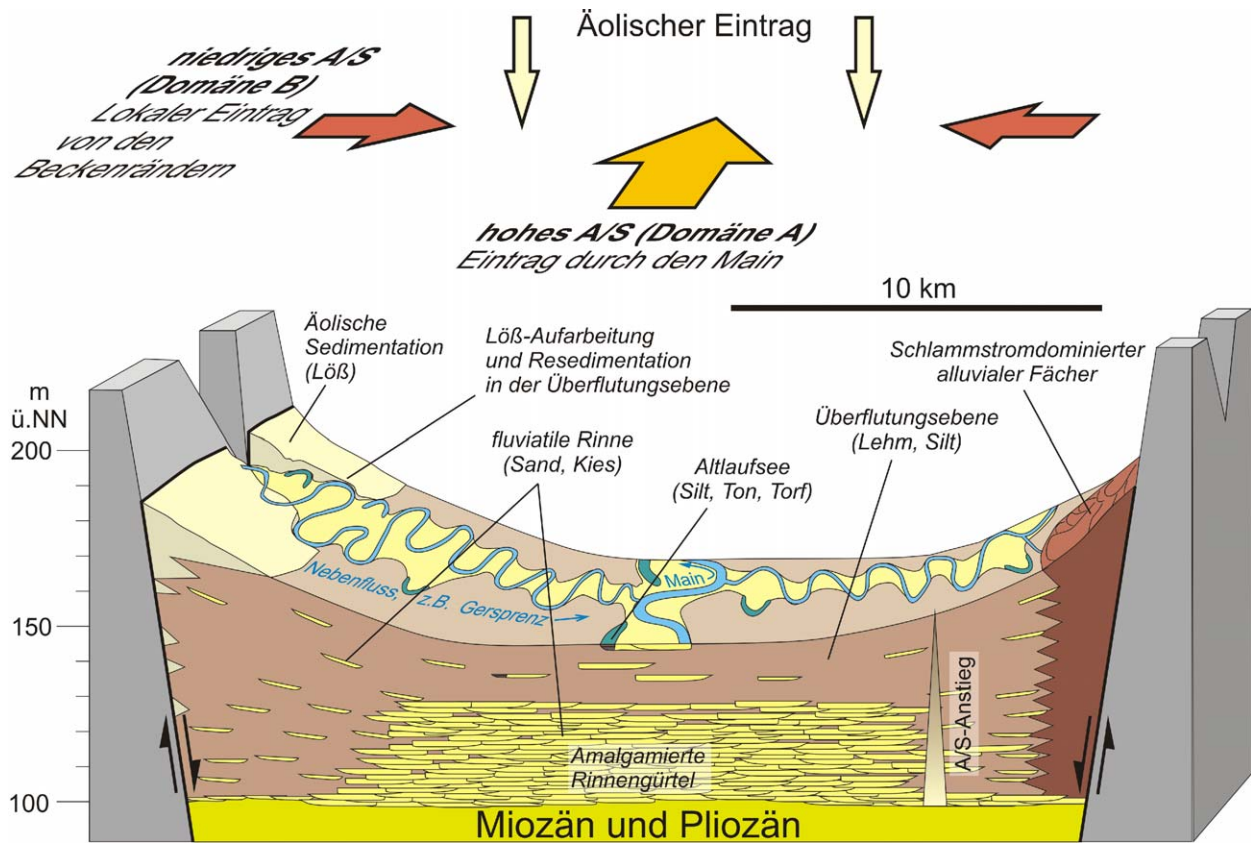


Abb. 38: Faziesmodell für das Unter- bis Mittelpleistozän der Hanau-Seligenstädter Senke.

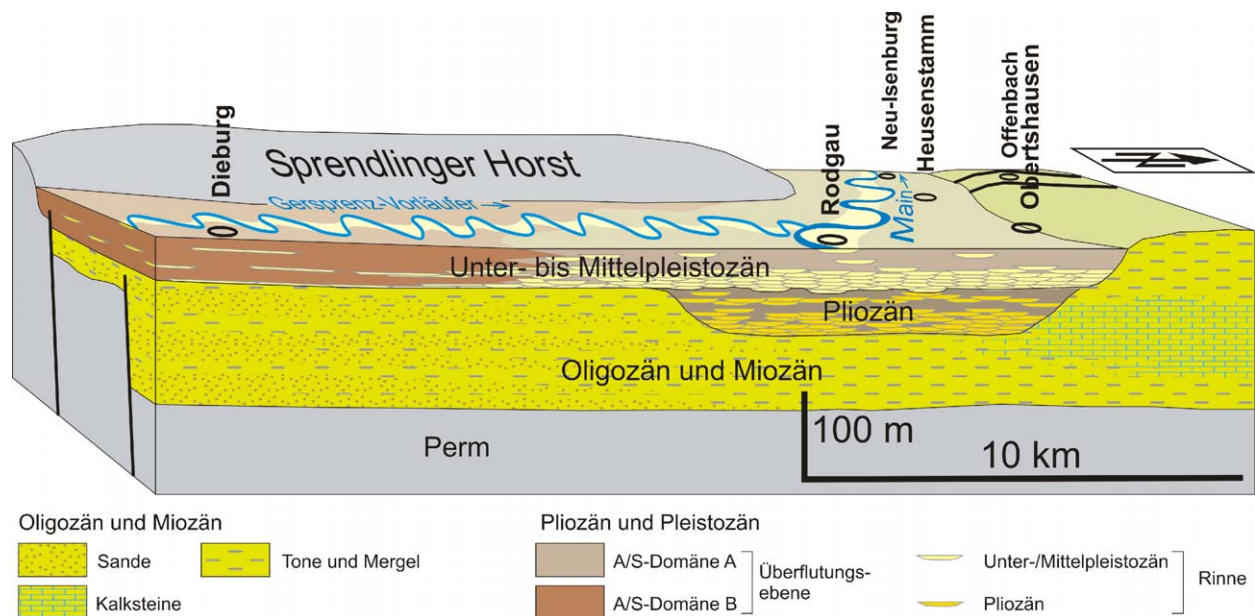


Abb. 39: Schematisches paläogeographisches Blockbild der westlichen Hanau-Seligenstädter Senke für das Unter- bis Mittelpleistozän mit den A/S-Domänen A und B.



Die A/S-Domäne C (vgl. Abb. 36) ist auf schmale Erosionsrinnen beschränkt, die sich nicht bis zum Beckenrand verfolgen lassen (Abb. 25, Schnitt PP', QQ' Anhang D16, D17) und ausschließlich im Pliozän nachgewiesen. Sie wird fluvialen Systemen mit geringer Sedimentfracht zugeordnet. Für die geringe Sedimentzufuhr sind zwei Erklärungen plausibel. Zum einen könnten die Einzugsgebiete der betreffenden Flüsse auf die Ausstrichgebiete miozäner Sedimente im Becken selbst beschränkt gewesen sein. Eine weitere mögliche Ursache sind lokale Depozentren im Oberlauf wie z.B. alluviale Fächer am Beckenrand (Abb. 40). Zusätzlich könnte die hohe Sedimentzufuhr des Mains einen Rückstau verursacht und dadurch die Akkommodationsrate in diesen Nebentälern erhöht haben. Abb. 41 zeigt die A/S-Zyklen und A/S-Domänen im Kontext der plio-pleistozäne Beckenarchitektur.

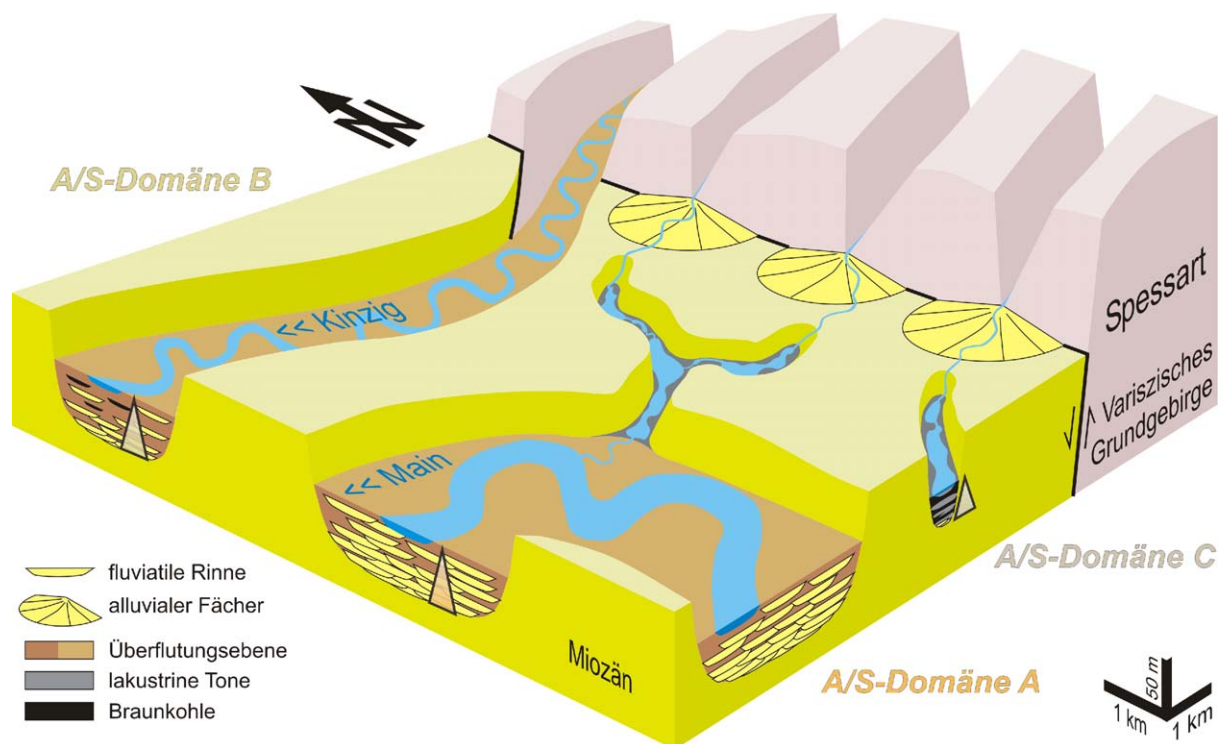


Abb. 40: Faziesmodell für das Pliozän der Hanau-Seligenstädter Senke.

Lokal sind auch unabhängig von Verzahnungszonen Zwischenstufen zwischen den beschriebenen A/S-Domänen zu beobachten. So zeigen einige Profile des Pliozäns in einem bei Aschaffenburg aus dem Spessart austretenden Paläotal einen für die A/S-Domäne B besonders hohen Amalgamationsgrad und Kiesanteil (Schnitte LL', NN', OO' Anhang D12, D14 und 15), der bereits der A/S-Domäne A nahe kommt. Eine mögliche Hypothese dafür ist, dass der dort während des Pliozäns austretende Vorläuferfluss der Aschaff ein erheblich





## 5.5. Tektonik und Beckenentwicklung

### 5.5.1 Strukturgeologische Situation

Die Hanau-Seligenstädter Senke ist asymmetrisch und durch eine vom Sprendlinger Horst nach Osten absteigende Schollentreppe charakterisiert (vgl. Abb. 2). Die größten Versatzbeträge von mehr als 500 m weist die N-S und NW-SE streichende östliche Haupttrandverwerfung bei Alzenau auf. In der angrenzenden Hochscholle, dem Spessart, werden in Ausstrichgebieten präkänozoischer Gesteine heute topographische Höhen bis etwa 350 m ü. NN erreicht. Im Norden werden diese auf mehrere Staffelbrüche verteilt. Von Schottler (1922) beschriebene Bohrungen lassen eine Hochscholle im östlichen Teil der Beckenmitte vermuten, den Klein-Welzheimer Horst, an dessen Randverwerfungen Versätze bis zu 220 m auftreten. Im Norden laufen beide Beckenränder bei abnehmenden Absenkungsbeträgen keilartig zusammen (vgl. Anderle, 1970; Kowalczyk et al., 1978).

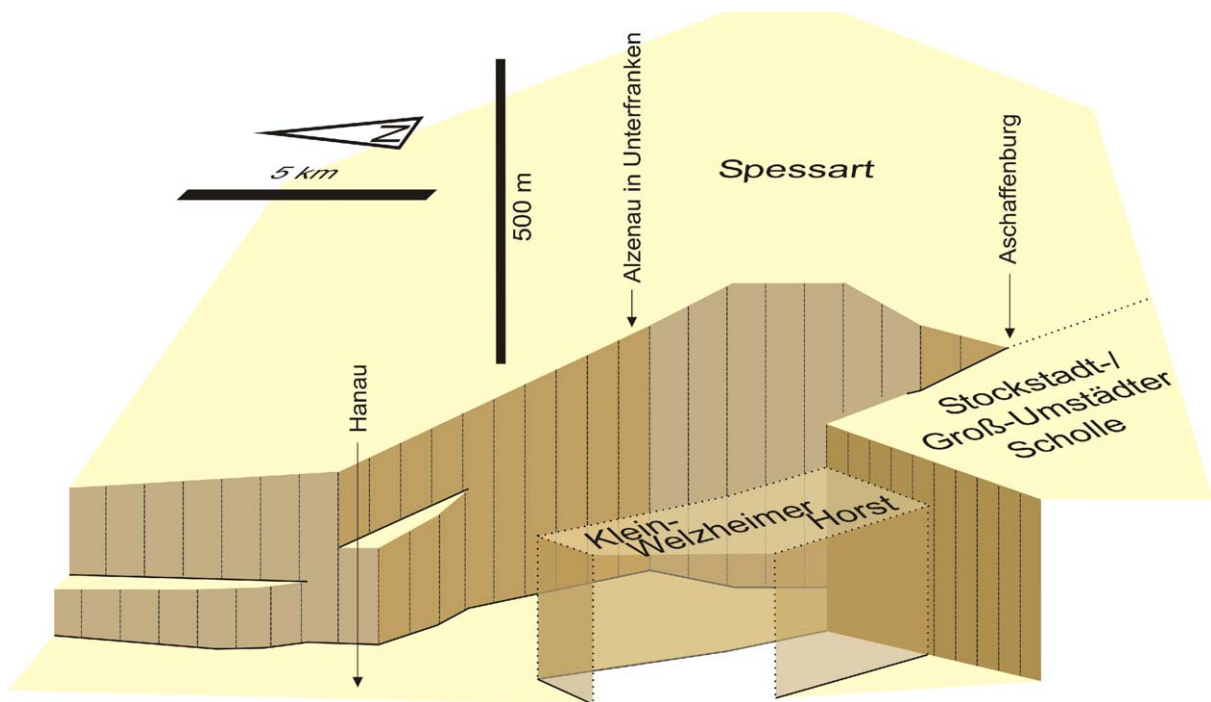


Abb. 42: Schema der Ostrandverwerfung der Hanau-Seligenstädter Senke. Maximale Versätze treten südlich von Alzenau auf.

Im Dieburger Becken nehmen die Versatzbeträge der Randverwerfungen deutlich ab. Dort ist dem Spessarttrand die Stockstadt/Groß-Umstädter Scholle als östliche Grabenschulter vorgelagert. Im Norden ist sie gegenüber dem Spessart abgesenkt, bei Aschaffenburg ist aber bereits kein Versatz mehr beobachtbar (Abb. 42). Einzelne Erdbeben belegen aber eine geringe, rezent andauernde tektonische Aktivität in diesem Raum (Ahorner, 1970). Anderle (1968) vermutete auf dieser Scholle im Mittelmaintal bei Großwallstadt einen Graben und bei



Schaafheim und Groß-Ostheim aufgrund der Begrenzung quartärer Sedimente (Anderle, 1974:247) eine NW-SE streichende, in Teilsegmente aufgestaffelte Störung, an der die nördliche Scholle relativ abgesenkt wurde. Aufgrund der sedimentären Architektur-elementanalyse im Beckenmaßstab sind jedoch erosive Taleinschnitte wahrscheinlicher. Da auch in diesem Raum vereinzelte schwache Erdbeben dokumentiert sind (Lerch, 2005, nach Erdbebendienst Hessen), ist aber eine tektonische Schwächezone zu vermuten.

Den südlichen Rand des Dieburger Beckens bildet vermutlich eine WNW-ESE streichende Störung. Eine Fortsetzung in einem schmalen Graben bei Reinheim, wie Dersch-Hansmann & Hug (2004) annehmen, kann nicht sicher bestätigt werden. Die wechselnde Höhenlage der Quartärbasis ist dort eher mit einer verfüllten Erosionsrinne erklärbar.

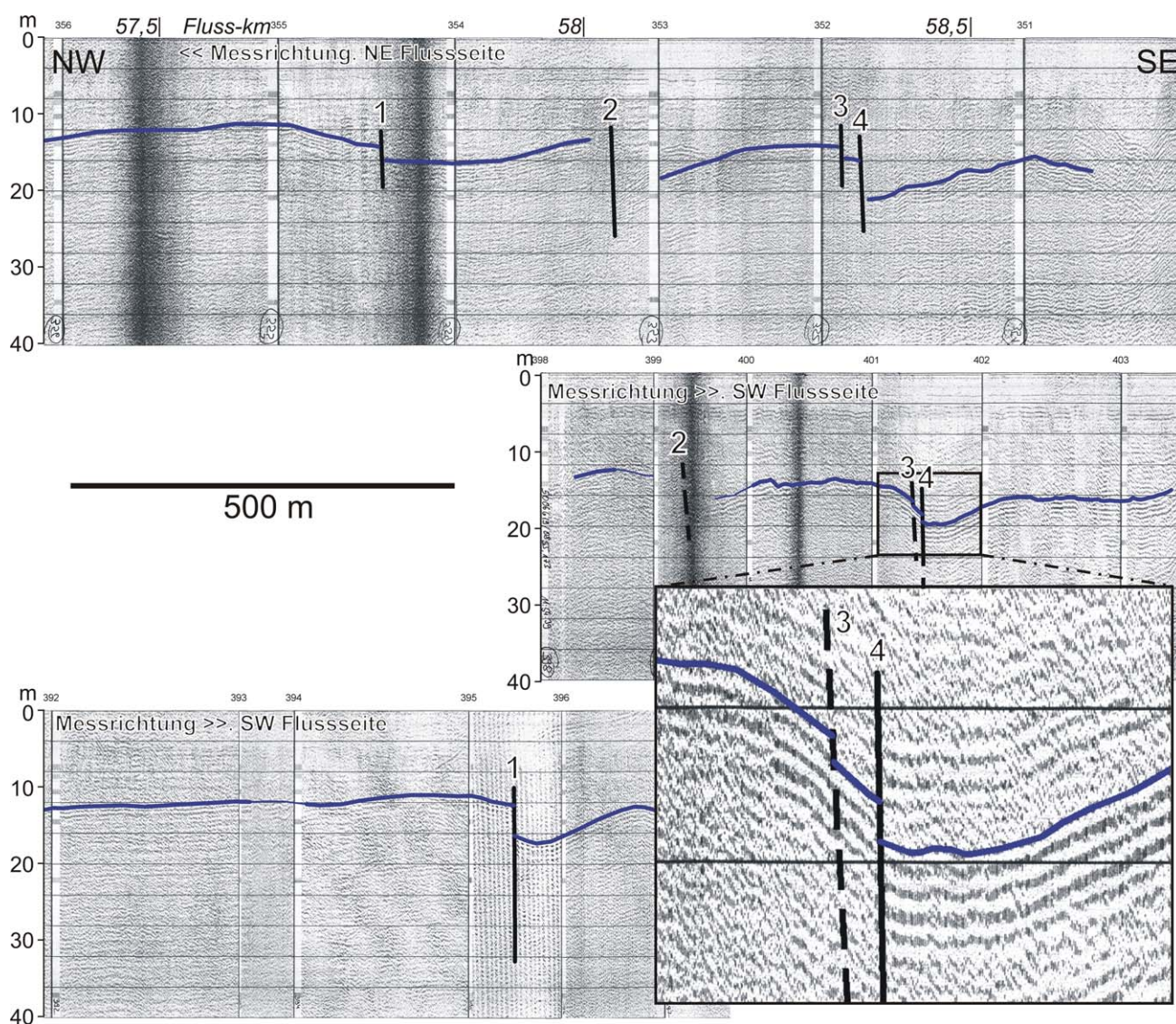


Abb. 43: Flachwasser-Seismik auf dem Main macht bei Hanau-Steinheim engständige Störungen mit Versätzen von wenigen Metern sichtbar (verändert nach Lang et al., 2006a). Für höhere Auflösung der Seismikprofile siehe Anhang C2-10 (beiliegende CD-Rom).

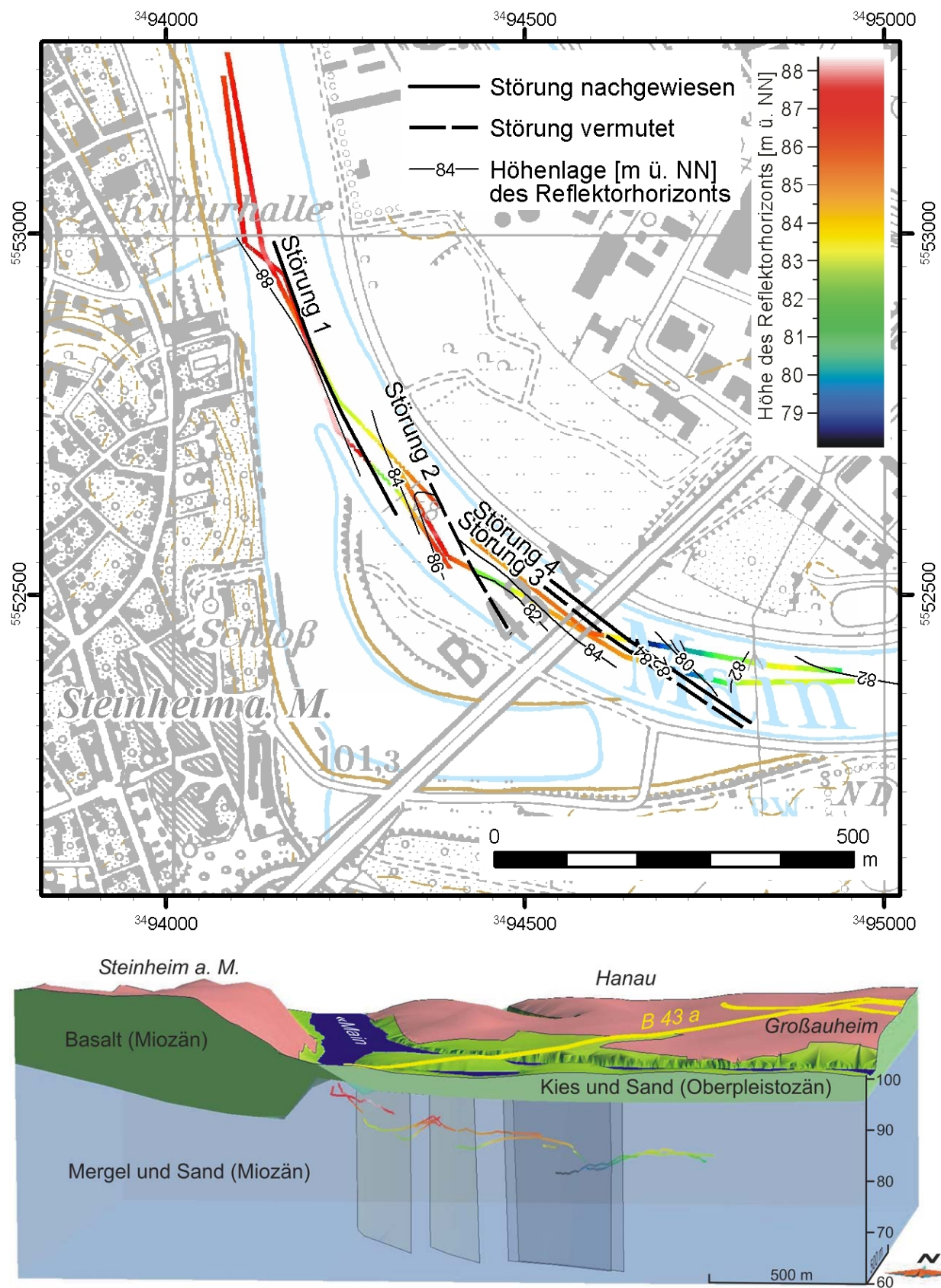


Abb. 44: Seismisch nachgewiesene Störungen bei Hanau-Steinheim in Karten- und 3D-Ansicht (Lang et al., 2006a).



Die nördliche Fortsetzung des Sprendlinger Horsts bildet ein relativ zu diesem um mehr als 200 m abgesenktes Schollenmosaik, der Frankfurter Horst. Zwei keilförmige Schollen, die sich teils in mehrere Teilschollen gliedern, sind jedoch um mindestens 70-150 m relativ angehoben (Bad Vilbel-Kaiserlei-Horst und Oberdorfelden-Stockstadt-Horst). Frühere Untersuchungen im Gebiet des Frankfurter Horsts (Böke, 1976; Kümmerle & Seidenschwann, 1993; Kowalczyk et al., 1999) und Sprendlinger Horsts (Hoffmann, 2006) erbrachten Hinweise auf ein engständiges Störungsnetz. Engständige Störungen mit Versatzbeträgen von wenigen Metern wurden auch in der Hanau-Seligenstädter Senke durch die Flachwasserseismik auf dem Main (Lang et al., 2006a) nachgewiesen (siehe Abb. 43 und 44). Unregelmäßige Mächtigkeitsänderungen der Oligozänbasis dürften aber teilweise auf ein ausgeprägtes erosives Paläorelief zurückzuführen sein (Schnitt AA' Anhang D1).

Rezente seismische Aktivität im Gebiet der Hanau-Seligenstädter Senke beschränkt sich abgesehen von einzelnen Epizentren im Osten und Süden (s.o.) auf den Sprendlinger und Frankfurter Horst (Leydecker, 2005).

### **5.5.2 Aggradationsraten und Beckenentwicklungsphasen**

Abb. 45 zeigt Sedimentmächtigkeits-Zeit-Diagramme für einige Teilgebiete der Hanau-Seligenstädter Senke und des Frankfurter Horsts. Eine Korrektur der Kompaktion wurde nicht durchgeführt. Abb. 46 zeigt die Rekonstruktion der Beckenentwicklung.

Die Sedimentakkumulationsrate in der östlichen Hanau-Seligenstädter Senke ist vom Beginn der Subsidenz im mittleren Rupelium bis ins tiefste Langhium etwa konstant, wobei seit dem späten Burdigalium erosive Phasen auftreten, die bis ins Pliozän zu einer Landschaftsgliederung mit mindestens 75 m tief einschneidenden Erosionsrinnen führen. Im Pliozän und Unter- bis Mittelpleistozän sind die Sedimentakkumulationsraten wieder ähnlich wie zuvor. Seit dem Mittelpleistozän herrschen erneut erosive Phasen vor, die die Bildung des modernen, bis etwa 45 m tief eingeschnittenen Talnetzes mit bis zu 10 km breiten Tälern zur Folge haben.

Im Gebiet des Frankfurter Horsts ist die Oligozän-Mächtigkeit deutlich höher als in der Hanau-Seligenstädter Senke, die des tiefsten Miozän mindestens gleich hoch. Daraus folgt, dass der spätere Frankfurter Horst während dieser Zeit noch kein relatives Hebungsgebiet,



sondern mit der späteren Hanau-Seligenstädter Senke ein zusammenhängender Senkungsraum war. Dieser Senkungsraum entspricht dem Hanauer Becken (Golwer, 1968).

Die mittleren Sedimentationsraten der Hochschollen im Gebiet des späteren Frankfurter Horsts (Bad Vilbel-Kaiserlei-Horst und Oberdorfelden-Stockstadt-Horst) sind gegenüber den Tiefschollen im Oligozän um fast die Hälfte reduziert. Das ausgeprägte Relief der Oligozänbasis auf diesen Horsten (Anhang E02-2) lässt auf die zeitweise Existenz von Inselgruppen mit erosiven Steilküsten schließen. Der Beginn der relativen Hebung dieser Hochschollen (tektonische Phase A, Abb. 45) kann zeitlich nicht eingegrenzt werden, da für die Höhenlagen der Formationsgrenzen der Selztal-Gruppe in Bohrungen und geologischen Karten stark variierende Angaben vorliegen. Die wahrscheinlichsten Ursachen dafür sind kleinräumige Mächtigkeitsunterschiede aufgrund eines komplexen Störungsnetzes der tektonischen Phase A und Mehrdeutigkeit bei der lithostratigraphischen Einstufung. Auf dem Bad Vilbeler Horst, der höchsten Teilscholle, wo die Untergrenze der Stackeden-Formation bei der geologischen Kartierung erfasst wurde (GK25 5818 von Kümmerle & Seidenschwann, 1993), liegt die Sedimentakkumulationsrate in der Bodenheim-Formation erheblich höher als die mittlere Rate der Selztal-Gruppe in den anderen Teilgebieten des Bad Vilbel-Kaiserlei-Horsts. Daraus folgt als Hypothese, dass die tektonische Phase A nicht bereits bei Beginn der Subsidenz im mittleren Rupelium sondern erst im höheren Rupelium bis tieferen Chattium einsetzte.

Die Sedimentationsraten des Oligozäns in der mittleren und westlichen Hanau-Seligenstädter Senke sind geringer als in der östlichen (bei Alzenau). Diese relative Vertikalbewegung ist ebenfalls der Phase A zuzuordnen. Aufgrund fehlender stratigraphischer Daten können der Klein-Welzheimer Horst, der Obertshäuser Horst und der Hainchen-Horst (Abb. 21) nicht sicher der Phase A zugeordnet werden.

Spätestens seit dem höheren Chattium findet keine relative Hebung der Hochschollen des späteren Frankfurter Horsts mehr statt (tektonische Phase B, Abb. 45). Das zeigen die ungestörten Schichtuntergrenzen der Oberrad- und Rüssingen-Formation (GK25 5818 von Kümmerle & Seidenschwann, 1993). Phase B erscheint folglich als Phase gleichmäßiger Subsidenz des Hanauer Beckens ohne relative Vertikalbewegungen. Die relative Hebung des Bad Vilbeler Horsts als Teilscholle des Bad Vilbel-Kaiserlei-Horsts dauerte jedoch an oder setzte überhaupt erst später ein.



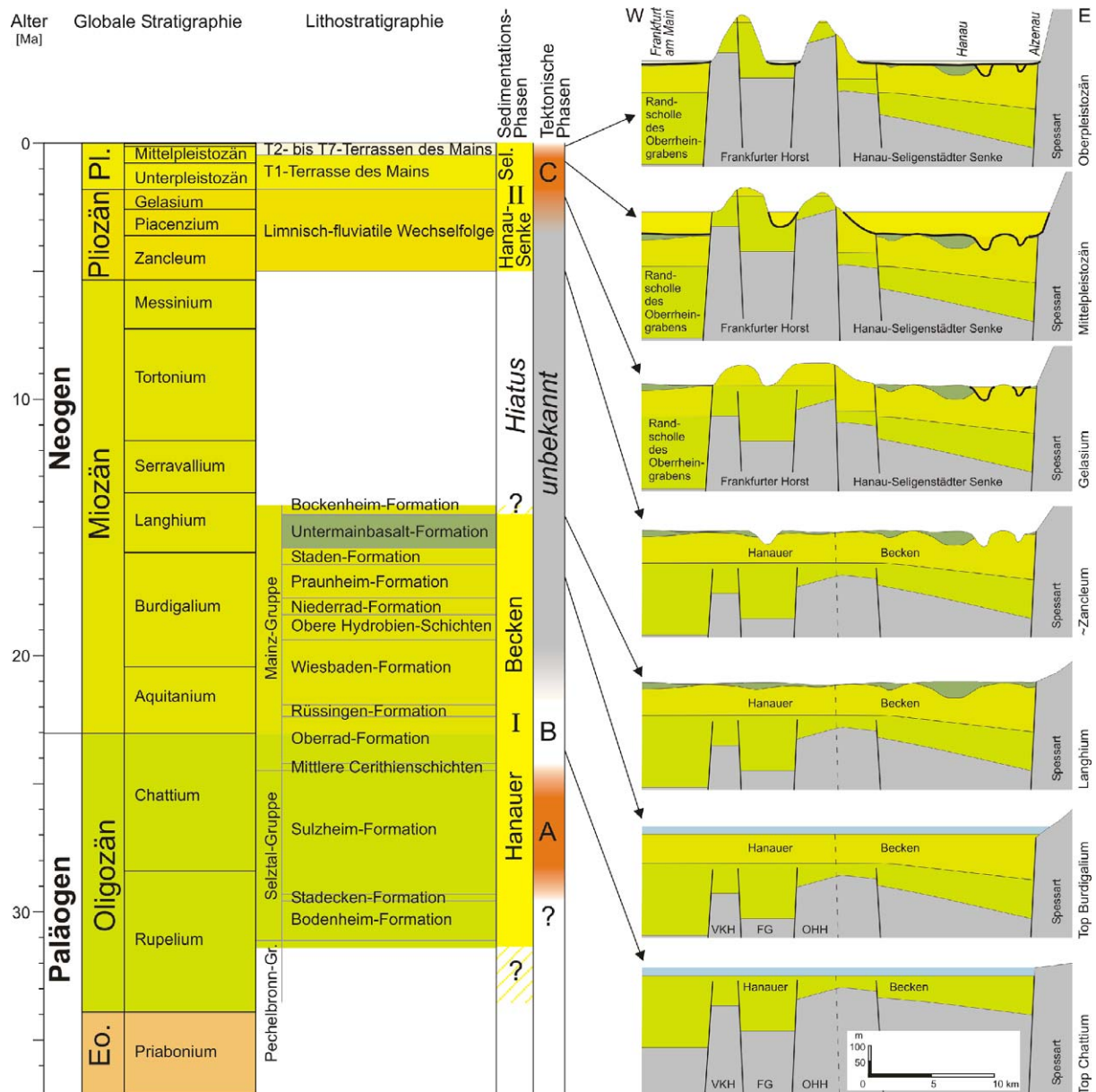


Abb. 46: Beckenentwicklung der Hanau-Seligenstädter Senke. Zur stratigraphischen Zeittafel siehe Abb. 3. Abkürzungen: FG Fechenheimer Graben, OHH Oberdorfelden-Hochstadt-Horst, VKH Bad Vilbel-Kaiserlei-Horst.

Die mindestens bis ins Pleistozän andauernde Relativbewegung zwischen der Hanau-Seligenstädter Senke und dem Frankfurter Horst (tektonische Phase C, Abb. 45) begann frühestens im mittleren Aquitanium, da in der Rüssingen-Formation, der jüngsten Einheit, die auf dem Frankfurter Horst noch erhalten ist, gegenüber der Hanau-Seligenstädter Senke noch keine reduzierte Mächtigkeit auftritt. Pliozäne Sedimente sind auf dem Sprendlinger und Frankfurter Horst nicht nachgewiesen. Unter- bis Mittelpleistozäne Sedimente sind in ihrer Mächtigkeit reduziert und nach Semmel (1999a) als Terrassentreppe abgelagert. Da die Mächtigkeitsreduktion der pleistozänen T1-Einheit erheblich geringer ist als der vertikale Versatz der Oligozän-Basis, muss die Phase C erheblich vor dem Pleistozän begonnen

haben. Eine mögliche Hypothese ist die Korrelation des Beginns der Phase C mit der Basis des pliozänen A/S-Anstiegs, der auf dem Frankfurter Horst fehlt (siehe Kapitel 6.3).

Interpretiert man die inversen Sedimentakkumulationsraten als Subsidenzraten, so erhält man zwei scheinbare Subsidenzphasen sowie eine zwischengeschaltete und eine abschließende scheinbare Hebungsphase. Die Sedimentakkumulationsraten werden jedoch nicht allein von der Subsidenz-Rate sondern von der A/S-Rate gesteuert (vgl. Kapitel 4.3.2). Mögliche Ursachen für die A/S-Zyklen werden in Kapitel 6 diskutiert.

Verglichen mit dem Oberrheingraben sind die Aggradationsraten des Hanauer Beckens bzw. der Hanau-Seligenstädter Senke zwischen 8 und 40 m/Ma sehr gering. Für verschiedene Teilschollen der nördlichen Hälfte des Oberrheingrabens betragen die pleistozänen Sedimentationsraten 200-250 m/Ma (Löscher, 1978:179) bis 1000 m/Ma (Fezer, 1977; Haimberger et al., 2005:666). Die rezenten Absenkungsraten des nördlichen Oberrheingrabens relativ zum Odenwald liegen mit 0,2-0,4 mm/a (Schwarz, 1974; 1975) in derselben Größenordnung. Gegenüber dem Taunus betragen sie sogar bis zu 8,2 mm/a (Schwarz, 1978). Auch im Vergleich zu anderen Rift-Becken sind die Sedimentationsraten niedrig (siehe Tab. 4).

Fehlerquellen bei der Analyse der Aggradationsraten sind die Unsicherheit der lithostratigraphischen Ansprache, die Dia- oder Heterochronie lithostratigraphischer Grenzen und Fehler bei der chronostratigraphischen Einstufung der Formationen. Da die verwendeten Profile aus Profilabschnitten mehrerer Bohrungen zusammengesetzt wurden, wirken sich auch Fehler bei der Konstruktion des Störungsnetzes aus.

Tab. 4: Aggradationsraten einiger Rift-Becken

Rift-Becken	Sedimentationsrate	Quelle
Hanauer Becken / Hanau-Seligenstädter Senke	~8-39 m/Ma	Abb. 45, diese Arbeit
Oberrheingraben, Deutschland	200 - 1000 m/Ma	Fezer (1977), Löscher (1978), Haimberger et al. (2005)
Baikal-Rift, Russland	40-130 m/Ma	Sapota et al. (2004)
Lake Qinghai Basin, China	100-200 m/Ma	Hinderer & Einsele (2002:90)
Östlicher Ast des Ostafrikanischen Rifts	100 - einige 1000 m/Ma	Einsele (2000:549)
Lake Turkana Basin, E-Rift d. Ostafrikan. Rifts	200 m/Ma	Hinderer & Einsele (2002:90)
Olorgesailie-Rift-Becken, Kenya, E-Afrik. Rift.	~115 m/Ma	Behrensmeyer et al. (2002:104)
Mesozoisches Newark Rift, nordöstliche USA	~150 m/Ma	Olsen & Kent (1999)
Intra-Arc-Rifts in Nordost-Japan	> 1000 m/Ma	Yamaji (1990)
Golf von Korinth, Griechenland	> 2000 m/Ma	Collier & Gawthorpe (1995:174, Subsidenzrate)



## 6. Diskussion der Steuerung der A/S-Rate

### 6.1. Mögliche Einflüsse auf die Akkommodationsrate

#### Riftentwicklung des Oberrheingrabens und der Randbecken

Der Oberrheingraben wurde im Eozän angelegt (Pflug, 1982). Seine Absenkungsgeschichte sowie relative Vertikalbewegungen zwischen Teilschollen ist steuernder Faktor für die Akkommodationsrate (Abb. 47). Die Relativbewegung zwischen der Hanau-Seligenstädter Senke und dem Frankfurter und vermutlich auch Sprendlinger Horst (tektonische Phase C) setzte im höheren Miozän oder im Pliozän ein (Kapitel 5.5.2) und könnte in der Hanau-Seligenstädter Senke einen Anstieg der A/S-Rate ausgelöst haben.

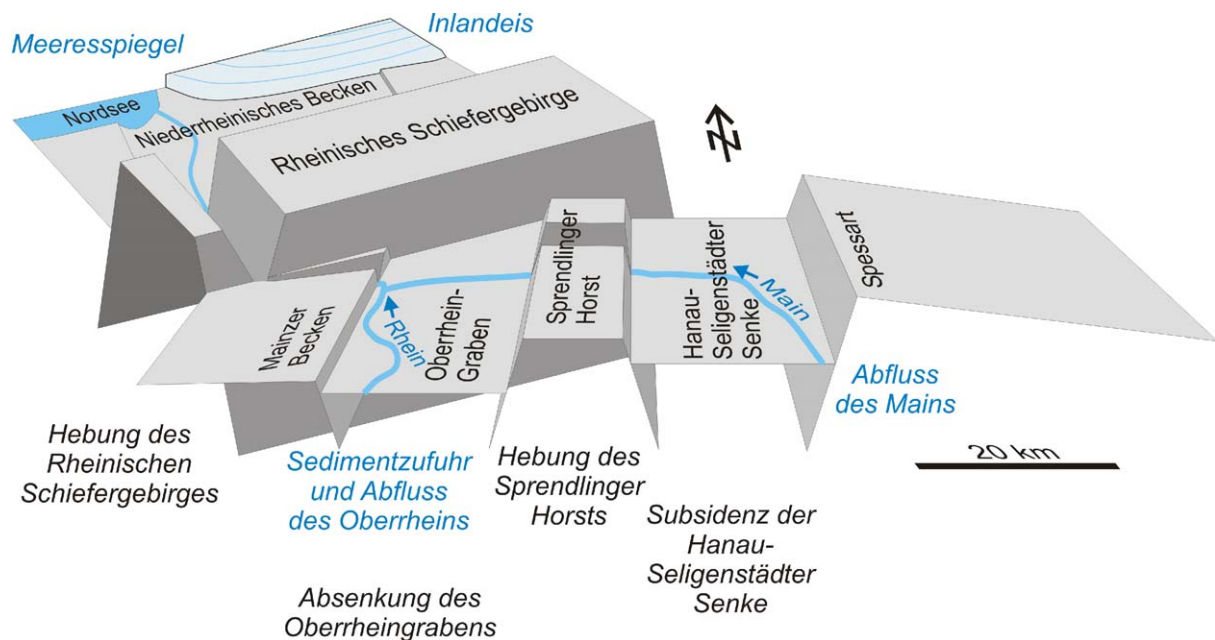


Abb. 47: Mögliche Einflüsse auf die Akkommodationsrate der Hanau-Seligenstädter Senke.

#### Hebung des Rheinischen Schiefergebirges

Die rezent andauernde Hebung des Rheinischen Schiefergebirges begann in der höchsten Kreide (Meyer & Stets, 1996:144). Beschleunigte Tiefenerosion führte während des Pleistozäns am Mittelrhein zur Bildung eines Engtals. Meyer & Stets (1998:369) begründen diese Änderung im Erosionsverhalten mit einem stufenweisen Anwachsen der Hebungsrate während des Pleistozäns von 1,7 auf 16,5 cm/ka. Im Mainzer Becken und nördlichen Oberrheingraben entwickelten sich infolge des Rückstaus zeitweise lakustrine Sedimentationsräume (Franzen, 2002). Ein Anstieg der Akkommodationsrate des Mains ist dadurch ebenfalls zu erwarten.

Erosionsraten werden jedoch nicht allein durch tektonische Hebung sondern durch die A/S-Rate gesteuert. Ferner kann sich die Erodierbarkeit des Gesteins im Untergrund auswirken. Heine (1971) sieht in der intensiveren physikalischen Verwitterung („Eisrindeneffekt“, Büdel, 1969) während des mittleren und höheren Pleistozäns die Hauptursache für die beschleunigte Tiefenerosion (vgl. Semmel, 1999b). Doch auch bei erhöhter Erodierbarkeit ist Tiefenerosion nur durch einen Fall der A/S-Rate möglich.

### Sedimentzufuhr rate der Nebenflüsse

Zu- oder abnehmende Sedimentzufuhr rates von Nebenflüssen beeinflusst die Akkommodationsrate eines fluvialen Ablagerungssystems durch einen möglichen Rückstau steigend bzw. fallend. Dies gilt auch für solche Nebenflüsse, die erst unterhalb des Beckenauslaufs münden.

Bis an die Pliozän-Pleistozän-Grenze beschränkte sich das Liefergebiet des Oberrheins auf die lokalen Hochgebiete der Grabenschultern und das Neckar-Einzugsgebiet. Erst im Unterpleistozän wurden durch Verlagerung der Wasserscheide und Flussanzapfungen Teile der Alpen Liefergebiet (vgl. Schirmer, 1995:485). Eine Zunahme des Sedimenteintrags infolge dieses Prozesses könnte im Oberrheingraben zu einer Sedimentübersättigung geführt haben, die durch einen Rückstau in der Hanau-Seligenstädter Senke einen Anstieg der Akkommodationsrate ausgelöst hat. Dasselbe gilt für Sedimenteintragsereignisse während des Pleistozäns (Ellwanger et al., 2003:86f). Zwar gelangt nur ein geringer Anteil des vom Hochrhein eingebrachten Grobmaterials in den distalen nördlichen Oberrheingraben, alpiner Feinsand, Schluff und Ton wird aber bis über das Mittelrheintal hinaus transportiert (Neeb et al., 2004).

### Abfluss

Abflüsse werden vom Klima und der Einzugsgebietsgröße kontrolliert (siehe Kapitel 6.2.) Abflussänderungen von Zuflüssen ins Becken oder von flussabwärts mündenden Nebenflüssen beeinflussen die Akkommodationsrate bei gleich bleibender Sedimentzufuhr rate invers, da die Sedimentuntersättigung des Wassers und die Vergrößerung der Rinnenquerschnitte die Erosion begünstigen. Gibt es jedoch flussabwärts ein Engtal, so kann sich der Einfluss umkehren, da ein Rückstau ggf. verstärkt bzw. abgeschwächt wird. Nach Franzen (2002) führten erhöhte Abflüsse des Oberrheins als Folge der Flussanzapfungen in dessen Einzugsgebiet vor dem Eintritt in das Rheinische Schiefergebirge zeitweise zum Aufstau von Seen („Rheinhessensee“ nach Franzen, 1999), der sich folglich steigend auf die Akkommodationsrate des Mains auswirkte.

### Meeresspiegel

Während des Paläogens und Neogens unterlief der Meeresspiegel Schwankungen mit Perioden von Hunderttausenden bis Millionen von Jahren und Amplituden bis mehrere hundert Meter (Haq et al., 1987, 1988). Im Oligozän und Miozän des Oberrheingrabens und Mainzer Beckens sind mehrere marine Transgression-Regression-Sequenzen dokumentiert, die teilweise mit der Sequenzstratigraphie der europäischen Becken (Hardenbol et al., 1998) korrelieren (Grimm et al., 2000:386ff; Derer et al., 2005). Für diese Zeit ist der Meeresspiegel ein wichtiger Steuerungsfaktor für die Akkommodationsrate. Seither bestand keine Meeresverbindung zum Nordsee- oder Molassebecken mehr. Der dem jüngsten Glazial-Interglazial-Zyklus entsprechende Fall-Anstiegs-Zyklus des eustatischen Meeresspiegels hatte eine Periodendauer von ca. 130 ka und eine Amplitude von ca. 110 m (Chappell et al., 1996:228). Die Küstenlinie verlagerte sich dabei um bis zu 800 km (Lambeck, 1995). Der Einfluss des holozänen Meeresspiegelanstiegs auf die Akkommodationsrate des Rheinsystems beschränkte sich auf eine Entfernung von 150 km landeinwärts von der Hochstand-Küstenlinie (Blum & Törnqvist, 2000:20). Nimmt man an, dass der jüngste Meeresspiegelzyklus bezüglich Periode und Amplitude repräsentativ für pleistozäne Meeresspiegelzyklen ist (vgl. Mitchum et al., 1993), so kann man davon ausgehen, dass die Reichweite des Einflusses auf die Akkommodationsrate in derselben Größenordnung liegt. Als Steuerungsfaktor der Akkommodationsrate der etwa 500 km landeinwärts gelegenen Hanau-Seligenstädter Senke während des Pleistozäns scheidet der Meeresspiegel deshalb aus.

### Inlandvereisung und Glaziosostasie im Unterlauf

Der Unterlauf des Rheins liegt an der Südwestseite der Randwölbung der glaziosostatischen Bewegungen im Gebiet der fennoskandischen Eisauflast, und unterlag dadurch während des Pleistozäns zyklischen Hebungs- und Senkungsbewegungen mit Amplituden bis  $10^2$  m bei gleichzeitiger wechselnder Verkipfung nach Nordosten und Südwesten (Mörner, 1979:307; Kiden et al., 2002:536). Diese Hebungs- und Senkungsbewegungen sind nach Thome (2003) der steuernde Faktor für die Tiefenerosions- und Aufschüttungsphasen im Nieder- und Mittelrheingebiet. Schirmer (2003a) lehnt dieses Modell jedoch als durch den Geländebefund nicht gestützt ab.

Während der pleistozänen Kaltzeiten sind durch den Sedimenteintrag über das nordeuropäische Inlandeis sowie den vorrückenden Eisrand selbst außerdem ein Rückstau und damit wachsende Akkommodationsraten anzunehmen. Zeitweise blockierte das Inlandeis im Gebiet der heutigen Nordsee den Unterlauf des Rheins vollständig, der dann über ein neues Bett nach Westen ausbrach (Schirmer, 1994:187). Das Wegfallen der Eisbarriere beim

Abschmelzen hat flussaufwärts entsprechend eine Abnahme des Akkommodationsraums zur Folge. Beim Abschmelzen des Inlandeises verlagerte sich der Rinnengürtel des Rheins in vom Eis ausgeräumte Becken (Wallinga et al., 2004:536). Diese Absenkung des Unterlaufs verstärkte flussaufwärts das Fallen der Akkommodationsrate zusätzlich. Analog zum Meeresspiegeleinfluss (s.o.) ist ein Einfluss der Inlandvereisungen und glaziosostatischer Bewegungen auf die Akkommodationsrate der mehrere hundert Kilometer weiter südlich gelegenen Hanau-Seligenstädter Senke aber unwahrscheinlich.

## **6.2. Mögliche Einflüsse auf die Sedimentzufuhr**

### Hebung des Einzugsgebietes

Parallel zur Rift-Entwicklung im Oberrheingraben führte im süddeutschen Raum die kontinuierliche relative Hebung der Süddeutschen Großscholle bei gleichzeitiger Verkipfung nach Südosten zur Entwicklung des Südwestdeutschen Schichtstufenlandes (vgl. Walter, 1992). Das führte zu einem Übergang von dominierend flächenhafter Abtragung zu zunehmender Tiefenerosion (vgl. z.B. Eitel, 2003). Dabei entwickelten sich zunächst muldenförmige Hochtäler, später aufgrund beschleunigter Tiefenerosion Engtäler (vgl. Semmel, 2001:123). Infolge dieses Trends sind auch eine Änderung des erodierten Volumens pro Zeiteinheit und damit ein Einfluss auf die Sedimentzufuhr zu erwarten.

### Vulkanismus im Einzugsgebiet

Vulkanismus im Vogelsberg während des Miozäns (vgl. Hoppe & Schulz, 2001) führte durch erhöhtes Relief und Produktion von Eruptiva zu einer Steigerung der Sedimentzufuhr im nördlichen Liefergebiet. Während des Pliozäns, Pleistozäns und Holozäns dauerte die Abtragung des Vulkangebäudes an.

### Geologie im Einzugsgebiet

Die Verkipfung der Süddeutschen Großscholle führte zum Ausstreichen der gesamten mesozoischen Schichtenfolge, lokal unterlagernder permischer Sedimentgesteine sowie des variszischen Grundgebirges im Einzugsgebiet der Hanau-Seligenstädter Senke. Infolge fortschreitender Erosion verlagerten sich die einzelnen Ausstriche kontinuierlich in proximale Teile der Liefergebiete. Im nördlichen Liefergebiet (Vogelsberg) stehen miozäne Vulkanite an der Oberfläche an. Da die Gesteine unterschiedlich verwitterungsresistent sind, ist ein Einfluss auf die Erosionsrate anzunehmen.



### Größe des Einzugsgebietes

Das Einzugsgebiet des Obermains entwässerte wie zunächst auch Teile des Mittelmaingebiets (Rutte, 1987:55) bis ins Pliozän nach Süden in die Donau. Durch kontinuierliche Verlagerung der Wasserscheide entwickelte sich der Mittelmain im Pliozän (Bartz, 1961) zu einem nach Westen schüttenden Transportsystem mit einem Einzugsgebiet von rund 10000 km<sup>2</sup>. Erst im ältesten Unterpleistozän wurde der Obermain infolge rückschreitender Erosion im Gebiet der Steigerwald-Wasserscheide vom Mittelmain angezapft (Körber, 1962:155). Dabei vergrößerte sich das Liefergebiet des Mains um rund 4700 km<sup>2</sup>, mit der Schüttungsumkehr der Regnitz (Hofbauer, 2003) schließlich sukzessiv um weitere rund 7500 km<sup>2</sup> (Abb. 48 und 49). Durch diese Steigerung des Abflusses und des Sedimentangebots ist ein erheblicher direkter Einfluss auf die Sedimentzufuhr rate des Untermains als sicher anzusehen, da es im Bereich des Ober- und Mittelmains keine großen lokalen Akkommodationsbecken gibt. Die Einzugsgebiete der anderen Zuflüsse zur Hanau-Seligenstädter Senke beschränkten sich vermutlich immer auf die lokalen Hochgebiete, so dass die Flächen der Liefergebiete sich bezüglich ihrer Größenordnung unwesentlich verändert haben dürften.

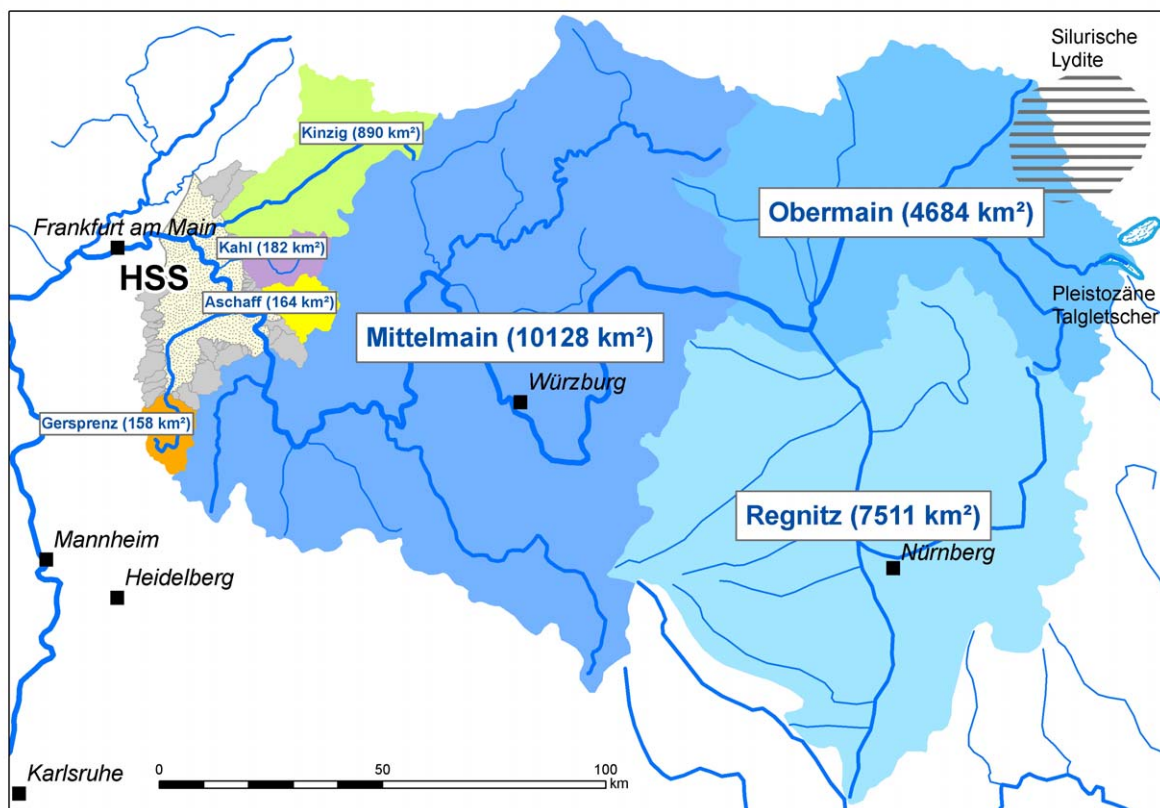


Abb. 48: Heutige Einzugsgebiete der Hanau-Seligenstädter Senke (HSS). Einzugsgebiete mit einer Fläche < 100 km<sup>2</sup> sind in grau dargestellt. Die Einzugsgebiete wurden visuell ermittelt aus dem SRTM-Höhenmodell (Shuttle Radar Topography Mission, Rasterweite etwa 90 m) des USGS (<http://seamless.usgs.gov/>, 14.02.2006).

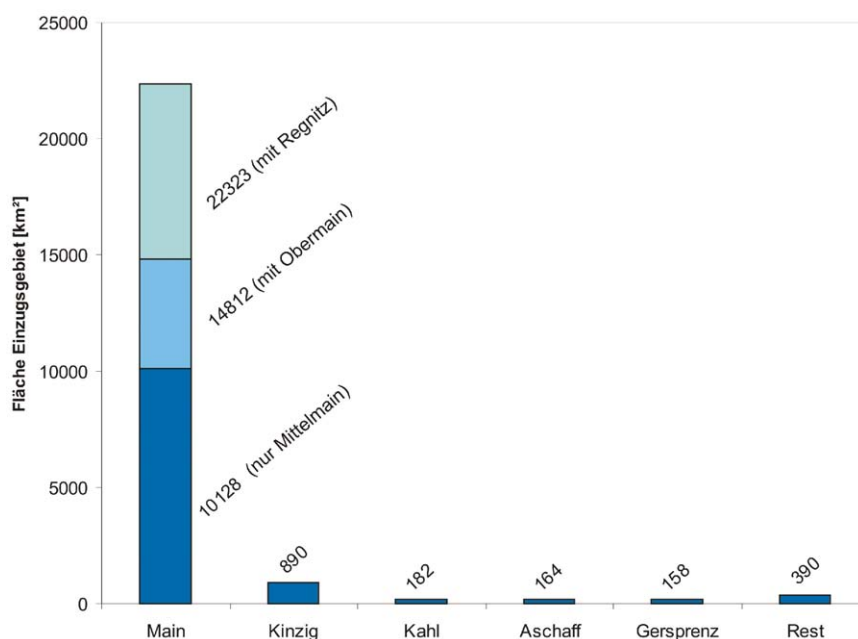


Abb. 49: Flächen der Einzugsgebiete der Hanau-Seligenstädter Senke (vgl. Abb. 48).

### Klima im Einzugsgebiet

Das Klima im mitteleuropäischen Einzugsgebiet der Hanau-Seligenstädter Senke war im Oligozän und Miozän überwiegend warm gemäßigt und in Temperaturgang und Niederschlagsverteilung jahreszeitlich rhythmisch mit einer Dominanz arktotertiärer Floren. Zyklisch auftretende paläotropische Florenelemente zeigen subtropisch-feuchte Klimabedingungen an (Mai, 1995:349,359; vgl. Hantke, 1993:156ff). Im Pliozän dominierte eine Waldvegetation, die auf gemäßigtes Klima hindeutet (Gregor, 1989a, b). Aufgrund der hochfrequenten Klimaschwankungen insbesondere während des Pleistozäns (Shackleton et al., 1990; Dansgaard et al., 1993) und der dadurch hervorgerufenen Änderungen der Vegetationsdecke, der Verwitterungsprozesse und der Abflüsse ist ein erheblicher Einfluss auf die Erosions- und Transportraten und damit auf die Sedimentzufuhr rate sicher. Während pleistozäner Glaziale herrschten im überwiegenden Teil des Main-Einzugsgebietes Permafrost-Bedingungen mit Solifluktion und äolischer Sedimentumlagerung (Sand, Löss). Die Vegetation bestand aus Tundrasteppe n und offenen subborealen bis subalpinen Wäldern (Frenzel, 1992:55; siehe Tab. 5). Im Oberlauf des Mains im Fichtelgebirge trat eine Talvergletscherung auf (vgl. Hantke, 1993: 152). Während der Interglaziale entwickelten sich Laub- und Mischwälder (Grichuk, 1992, siehe Tab. 5; Stukenbrock, 1988) und Para-

braunerden (z.B. Kurz, 1988:37ff). Die Wirkung des Klimas auf Erosions- und Sedimenttransportraten ist aufgrund der vielfältigen direkten und indirekten Einflüsse sowie der Rückkopplungseffekte sehr kompliziert (vgl. Hinderer, 2001:246; Vandenberghe, 2003). Erosions- und Terrassenakkumulationsraten haben in einem Glazial-Interglazial-Zyklus zwei Maxima: im Frühglazial und im frühen Interglazial (vgl. Klostermann, 1999:71f).

Tab. 5: Klima und Vegetation im letzten Interglazial und Glazial im Einzugsgebiet der Hanau-Seligenstädter Senke (nach Frenzel et al., 1992).

	Letztes Interglazial (ca. 120 ka BP)	Maximale Abkühlung des letzten Glazials (20-18 ka BP)
<u>Mittlere Temperaturen (Abweichungen von den heutigen Werten)</u>		
Jahr	+2 bis 0 K	
Jahr <sup>1</sup>	+4 bis +2 K	-10 bis -12 K
Januar	+2 bis 0 K, Main-Oberlauf +4 bis +2 K	
Februar <sup>1</sup>	+2 bis 0 K, nördl. Main-Oberlauf +4 bis +2 K	-16 bis -18 K
July	+4 bis +2 K	
August <sup>1</sup>	>+2 K	-8 bis -12 K
<u>Niederschläge (Abweichungen von den heutigen Werten)</u>		
Jahresniederschlag	+100 bis >+300 mm	
Jahresniederschlag <sup>1</sup>	0 bis +100 mm	-250 bis -750 mm
<u>Permafrost und Vegetation</u>		
Permafrost-Mächtigkeit	Kein Permafrost	< 200 m, Permafrosttemperatur: -3 bis -10 °C
Vegetation	Artenreiche Laubwaldformationen in Ebenen und Bergformationen des nemoralen Typs (Laubtragende Arten mit Nadelbäumen)	Periglaziale Tundra (Periglaziale Steppen bis Tundra-Steppen).  Subalpine und subboreale offene Nadel- und im Allgemeinen sehr frostresistente, laubabwerfende Wälder mit großen Steppenflächen. Vegetation oft durch äolische Sedimentation beeinflusst. Dichte Vegetationsdecke.  Im NE: Tundraartige Pflanzengesellschaften ozeanischer und subozeanischer Regionen, teilweise mit häufigen Rumex- und Zwergweidenarten, Gramineae, Cyperaceae und Selaginella. Sehr spärliche Vegetation.

<sup>1</sup>) Minimale Abweichungen von den heutigen Werten.

### 6.3. Wahrscheinlicher Steuerungsmechanismus der A/S-Rate

Ab dem Untermiozän tritt auch im Mainzer Becken wie in der Hanau-Seligenstädter Senke eine Phase diskontinuierlicher Sedimentation auf (Grimm & Grimm, 2003:58). Im nördlichen Oberrheingraben wird über einer Diskordanz im tiefsten Langhium zwar zunächst das Jungtertiär II abgelagert (Grimm et al., 2002), im höheren Miozän bis Oberpliozän existiert aber auch dort eine Sedimentationslücke (Hottenrott, 1988). Eine beschleunigte relative Absenkung des Oberrheingrabens gegenüber dem Hanauer Becken scheidet damit als Hauptauslöser für den A/S-Fall des ersten Großzyklus aus. Die Relativbewegung verzögerte nur das Einsetzen des A/S-Falls im Oberrheingraben. Die wahrscheinliche Ursache ist stattdessen eine Abnahme der Subsidenzraten im nördlichen Oberrheingraben während des Miozän (vgl. Pflug, 1982:35,107), die auch die Randbecken erfasste.

Im Gegensatz zur Hanau-Seligenstädter Senke liegen pliozäne fluviatile Sedimente des Mains im Mainzer Becken als Stufe einer Terrassentreppe vor (Abele, 1977:248; vgl. Peters & van Balen, 2007; Peters & van Balen, in Vorb.). Folglich fehlt dort der in der Hanau-Seligenstädter Senke beobachtete pliozäne A/S-Anstieg. Dieser könnte mit dem nicht genau datierten Einsetzen oder einer Beschleunigung der relativen Hebung des Frankfurter und Spredlinger Horsts (Tektonische Phase C, Kapitel 5.5.2) korrelieren (Abb. 50).

Der A/S-Fall im Unter- bis Mittelpleistozän fällt genau mit der Flussanzapfung des Obermains durch den Mittelmain zusammen. Das dadurch ausgelöste sprunghafte Anwachsen der Sedimentzufuhr wurde zusätzlich durch die anschließende kontinuierliche Verlagerung der Wasserscheide zwischen Main und Donau im Regnitzgebiet verstärkt. Da dieser A/S-Fall jedoch weniger deutlich auch in der A/S-Domäne B auftritt, die nicht vom Mainsystem beeinflusst wird, ist eine weitere Steuerungsfunktion anzunehmen, die ungefähr gleichzeitig auftritt. Rolf et al. (2006) leiten aus Paläomagnetischen Untersuchungen im Oberrheingraben eine bedeutende Klimaänderung an der Pliozän-Pleistozän-Grenze ab. Die Sauerstoffisotopenkurven von Hardenbol et al. (1998) und Zachos et al. (2001) bestätigen eine solche deutliche Änderung an der Pleistozänbasis nicht, weisen aber während des Pliozän und Pleistozän insgesamt einen Trend zu höheren Werten des  $\delta^{18}\text{O}$  und zu höheren Amplituden auf (Abb. 50). Dieser Trend zeigt wie auch die terrestrische Klimakurve von Krutzsch (2000) für Mitteleuropa (Abb. 50) eine übergeordnete Abkühlung bzw. zunehmende Häufigkeit und Intensität von Kaltzeiten an. Diese Klimaänderung dürfte im Einzugsgebiet der Hanau-Seligenstädter Senke zunehmende physikalische Verwitterung, eine abnehmende Vegetationsdichte sowie wachsende saisonale Abflüsse bei der Schneeschmelze zur Folge gehabt haben. Die dadurch kontinuierlich wachsende Sedimentzufuhr könnte etwa an der Pleistozänbasis den steuernden Einfluss der relativen Hebung des Frankfurter Horsts auf die A/S-Rate überlagert und dadurch den A/S-Fall bewirkt haben.



Die Ursache für den A/S-Anstieg während des Unter- bis Mittelpleistozäns, der auch im nördlichen Oberrheingraben (T1 nach Semmel, 1980) und Mainzer Becken (Mosbacher Sande, Abele, 1977) auftritt und auch ins Mittelmaintal übergreift (Körber, 1962), im Mittelrheintal jedoch fehlt (Bibus, 1980:249; Schirmer, 2003b:53), ist höchstwahrscheinlich die beschleunigte Hebung des Rheinischen Schiefergebirges im Mittleren Pleistozän (Meyer & Stets, 1998; Schäfer et al., 2005). Diese Korrelation passt gut mit cromerzeitlichen Altern in diesen Sedimenten zusammen (Hottenrott, 1989). Sie stimmt auch mit Abele (1977) überein, der die Aufschüttung der Mosbacher Sande im Mainzer Becken als Folge der Hebung des Rheinischen Schiefergebirges interpretiert. Da vergleichbare pleistozäne Talverschüttungen auch im Einzugsgebiet der Donau beobachtet werden (Brunnacker, 1964), die nicht von der Hebung des Rheinischen Schiefergebirges beeinflusst wird, schließt Ehlers (1994:261) auf großräumige Bewegungen als Auslöser. Ein ursächlicher Zusammenhang zwischen beiden Talverschüttungen ist jedoch nicht sicher.

Ein mindestens seit dem Pleistozän bis rezent andauernder Trend zur Taleintiefung mit der Bildung von Terrassentreppen ist in Mitteleuropa nicht nur in den Mittelgebirgen mit der Bildung von Hoch- und Engtälern (Semmel, 2001:123) sondern auch im Oberrheingraben (Semmel, 1980; Peters & van Balen, 2007) dokumentiert, wobei eine Parallelisierung der einzelnen Terrassen oft nicht eindeutig möglich ist (vgl. Ehlers, 1994). Eine mögliche Ursache ist eine großräumige Hebung. Möglicher Auslöser für den mittelpleistozänen bis rezenten A/S-Fall in der Hanau-Seligenstädter Senke und im nördlichsten Oberrheingraben ist ein Anwachsen dieser Hebungsrate im Mittelpleistozän. Eine abnehmende Subsidenzrate des nördlichen Oberrheingrabens und der Hanau-Seligenstädter Senke scheiden als Ursache aus, da der A/S-Fall auch das Mittelmaintal (Körber, 1962) und die anderen Täler der Beckenschultern (Seidenschwann, 1980) erfasst. Als Steuerungsmechanismus für die überlagerten, verglichen mit den Großzyklen kurzperiodischen Zyklen der Main-Terrassen T2 bis T7 sind mittel- bis oberpleistozäne Klimaschwankungen (Zachos et al., 2001, siehe Abb. 50) wahrscheinlich, die im gleichen Frequenzbereich liegen.

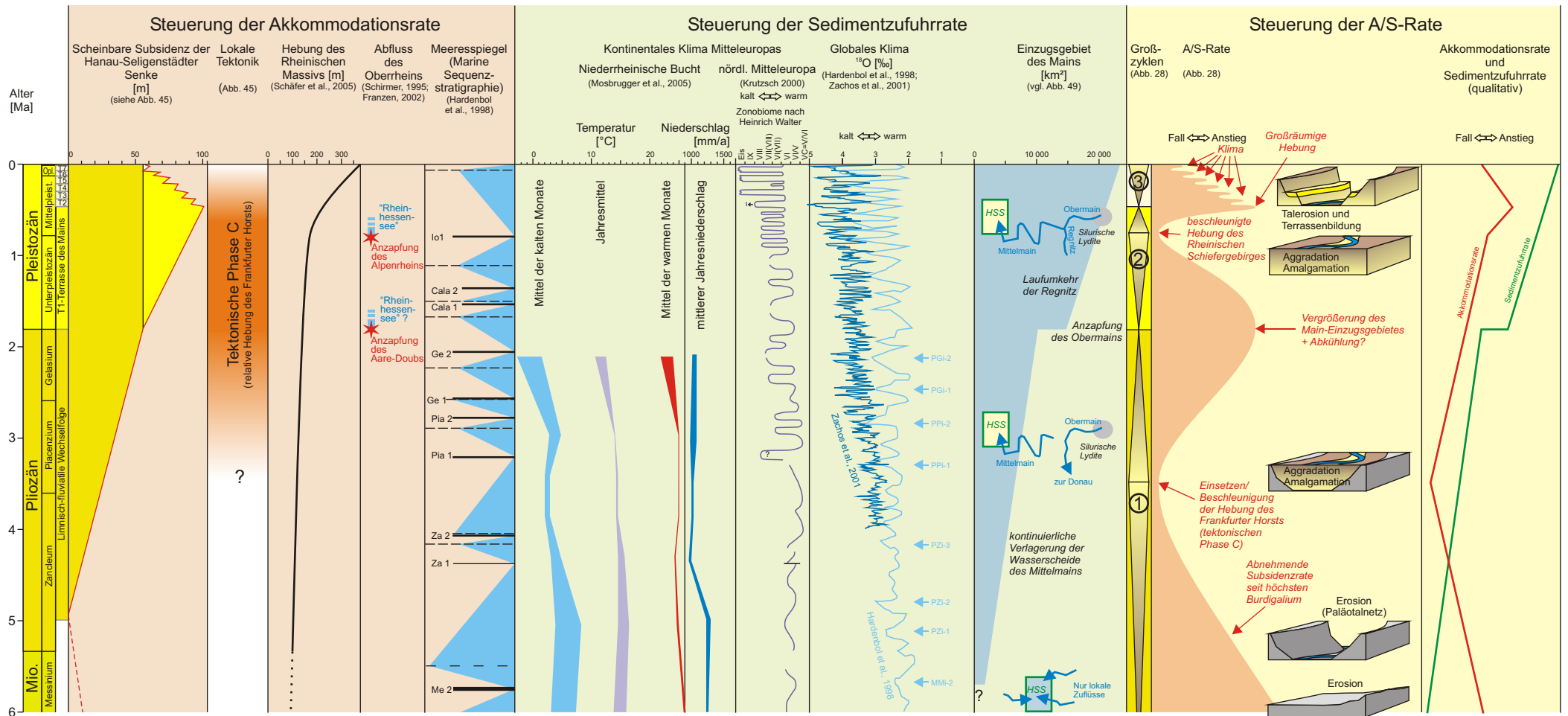


Abb. 50: Steuerung der A/S-Rate der Hanau-Seligenstädter Senke im Pliozän und Pleistozän. Stratigraphische Zeittafel vgl. Abb. 3.

## 6.4. Vergleich mit klassischen Riftmodellen

Riftbecken werden meist zunächst als Halbgraben angelegt (vgl. Ebinger et al., 2002:12). Die Entwicklung von kontinentalen Riftbecken verläuft im Allgemeinen in drei Phasen (Lambiase, 1990:269ff; Schlische & Olsen, 1990:136ff; Lambiase & Bosworth, 1995; Harris, 2000:426f). Nach einer anfänglichen flachen Einsenkung mit geringmächtiger fluvialer bis flach-lakustriner Sedimentation übersteigt die Subsidenzrate schnell die Sedimentationsrate unter Bildung tiefer Seebecken mit Sedimentzufuhrsystemen von den Grabenschultern. Diese Entwicklung kann auch bei konstanter Subsidenz und konstanter Sedimentzufuhr durch die Größenzunahme des Beckens infolge der Extension erreicht werden (Schlische & Olsen, 1990). In der späten Phase der Beckenentwicklung wird infolge abnehmender Subsidenzrate das Becken aufgefüllt. Riftseen verflachen bzw. werden durch alluviale oder fluviale Ablagerungssysteme ersetzt. Bei einer Beschleunigung der Subsidenzrate kann ein solcher Zyklus auch zweimal oder mehrmals durchlaufen werden (Lambiase, 1990).

Gewässernetze kontinentaler Becken bestehen im Allgemeinen aus Zuflüssen mit kleinen Einzugsgebieten auf den Beckenschultern, die über alluviale Fächer eintreten, sowie einem zentralen See oder einem axialen Rinnengürtel (Leeder & Gawthorpe, 1987:143ff; vgl. Leeder & Jackson, 1993:98; Gawthorpe & Leeder, 2000). In asymmetrischen Becken ist der Sedimenteintrag über die flache Schulter deutlich höher als über die steile Schulter (Frostic & Reid, 1990). Axiale Rinnengürtel verlagern sich infolge der Verkipfung des Hangendblocks in Halbgräben und asymmetrischen Gräben häufig zunehmend in Richtung der Haupttrandverwerfung mit maximalem Versatz (Peakall et al., 2000:414).

Das beschriebene Beckenmodell lässt sich auf die Entwicklung des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän übertragen. Die im Oligozän und Untermiozän dominanten aquatischen Sedimente repräsentieren die lakustrine zweite Phase der beschriebenen Beckenentwicklung mit dem Unterschied, dass zeitweise Meeresverbindungen bestanden. Im Burdigal beginnt mit dem Übergang zu fluvialer Sedimentation die dritte Phase, die bis ins Langhium andauert.

Auf die mit der relativen Hebung des Frankfurter Horsts beginnende Entwicklung der Hanau-Seligenstädter Senke lässt sich das Beckenmodell jedoch nicht anwenden. Aufgrund der geringen Subsidenzrate konnte sich trotz der grabentypischen Morphologie der Main als transversales Flusssystem entwickeln und wurde nicht in einen axialen Verlauf abgedrängt. Durch die Vergrößerung seines Einzugsgebietes wurde er zum größten Abfluss- und Sedimentzufuhrsystem (Kapitel 6.2). Durch die Entwicklung dieses prominenten Flusssystems wurden externe Prozesse und Ereignisse einerseits im Einzugsgebiet wirksam. Da das Becken weder hydrologisch noch sedimentologisch (vgl. Hinderer & Einsele, 2002:83) geschlossen war, wirkten andererseits auch Prozesse im abstromigen Flussverlauf auf die

Steuerung der sedimentären Entwicklung der Hanau-Seligenstädter Senke. Diese externen Prozesse überlagerten den Einfluss der relativen Subsidenz und Flankenhebung. Eine Blockrotation nach Osten wie im Oligozän und Miozän ist für das Pleistozän aufgrund der horizontalen Basis auszuschließen und kann damit nicht für die Ostverlagerung des Rinnengürtels des Mains im Mittelpleistozän verantwortlich sein. Die Änderung des Flussverlaufs ist deshalb auf Autozyklik zurückzuführen (siehe Kapitel 5.4.3).



## 7. Schlussfolgerungen

### Erstes Modell für die Beckenentwicklung der Hanau-Seligenstädter Senke

Mit dieser Arbeit wurde die Hanau-Seligenstädter Senke erstmals als ganzes Becken hinsichtlich ihrer Strukturgeologie, Subsidenzgeschichte, sedimentären Architektur und Sequenzstratigraphie untersucht (Kapitel 5). Das Untersuchungsgebiet wurde strukturgeologisch in fünf Hauptschollen und mehrere Teilschollen gegliedert und für die Relativbewegungen wurden drei tektonische Phasen unterschieden. Erstmals wurde eine Höhenlinienkarte für die Basis der Becken-Sedimente erstellt. Außerdem wurde eine Analyse der Sedimentakkumulationsraten durchgeführt.

Das Ausmaß der Erosionsdiskordanz an der Basis des Pliozäns wurde durch die Rekonstruktion eines mindestens 75 m tief in die miozänen Sedimente eingreifenden Rinnennetzes verdeutlicht. Die pliozänen und pleistozänen Sedimente wurden erstmals mit einem sequenzstratigraphischen Ansatz beschrieben und ihre sedimentäre Architektur im Beckenmaßstab analysiert. Dabei ließen sich drei paläogeographische A/S-Domänen unterscheiden und verschiedenen Sedimentzufuhrsystemen zuordnen. Die möglichen externen Steuerungsfaktoren für die A/S-Rate wurden diskutiert (Kapitel 6).

### Erweiterung der klassischen Riftmodelle

Der Vergleich der Hanau-Seligenstädter Senke mit klassischen Modellen zur Riftentwicklung (Kapitel 6) zeigt, dass externe Steuerungsfaktoren der A/S-Rate einen bedeutenden Einfluss auf die Entwicklung sedimentärer Zyklen haben können. Insbesondere in Becken geringer Subsidenz können solche externe Faktoren den Einfluss der Subsidenz und Flankenhebung überlagern. Prozesse unterhalb des Beckenauslaufs, die die Akkommodationsrate beeinflussen, sind dabei ebenso wirksam wie Vorgänge im Einzugsgebiet, die zu einer Änderung der Sedimentzufuhr führen. Auch eigendynamische Prozesse im Oberlauf, die eine Größenänderung des Einzugsgebietes bewirken, können zur Steuerung der Sedimentzufuhr rate beitragen.

### Bedeutung fundierter geologischer Untersuchungen für angewandte Fragestellungen

Die Arbeit verdeutlicht die hohe Relevanz stratigraphischer und sedimentologischer Untersuchungen für die räumliche Gliederung von Sedimentbecken, die die Voraussetzung für zahlreiche Fragestellungen der Hydrogeologie, Rohstoffgeologie und Regionalisierung von Geo-Potenzialen ist. Insbesondere in Senkungsräumen geringer Subsidenz mit diskonti-

nuierlicher Sedimentation wie der Hanau-Seligenstädter Senke ist ein Schichtmodell keine hinreichende Näherung. Stattdessen muss mit einer komplexen Architektur aus sedimentären Füllungen erosiver Hohlformen gerechnet werden. Auch durch eine räumliche Interpolation lithologischer Parameter lassen sich sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen nur dann erfolgreich umgehen, wenn die Abstände der Datenpunkte deutlich kleiner sind als die Größen der Architekturelemente. Diese Bedingung ist in der Hanau-Seligenstädter Senke z.B. im Falle des pliozänen Rinnennetzes trotz der sehr hohen Dichte von Bohrungen, die nach definierten Kriterien aufgenommen wurden, nicht erfüllt.

### Bedeutung der A/S-Raten für die Bewertung von Geo-Ressourcen

Mit dem Amalgamationsgrad steuert die A/S-Rate in Sedimentbecken auch die Entwicklung von sedimentären Lagerstätten. Stark amalgamierte Rinnen bilden Kieslagerstätten. Gleichzeitig repräsentieren sie meist ergiebige Aquifere. Die bei geringem Amalgamationsgrad erhaltenen Sedimente der Überflutungsebenen und Seen dagegen fungieren wegen ihrer geringen Durchlässigkeit als Grundwasser-Geringleiter. Aufgrund ihrer fluviatilen Entstehung ist jedoch mit eingelagerten Rinnensedimenten zu rechnen, die für Grundwasser durchlässig sind. Daneben können solche gering amalgamierte Ablagerungen abbauwürdige Tone oder Kohlen enthalten. Dieser Zusammenhang zeigt sich in der Hanau-Seligenstädter Senke besonders deutlich. Alle Kiesgruben liegen entweder auf den hoch amalgamierten, oberpleistozänen Terrassen des Mains oder über der amalgamierten Basis des unter- bis mittelpleistozänen A/S-Zyklus im Bereich der A/S-Domäne A, wo diese durch eingetiefte Flusstäler exhumiert ist. Alle Tongruben und Braunkohlentagebaue werden oder wurden dagegen auf die gering amalgamierten höheren Abschnitte des pliozänen oder des unter- bis mittelpleistozänen A/S-Zyklus betrieben, und zwar bevorzugt in den A/S-Domänen B und C. Für die Grundwassergewinnung werden aber nicht nur die Zyklenbasen sondern auch kleine Aquifere im Bereich der höheren Zyklenabschnitte genutzt, auch in der A/S-Domäne B.

Die A/S-Rate steuert nicht nur über ihren Einfluss auf den Amalgamationsgrad die Lagerstättenentwicklung. A/S-Fälle verkomplizieren über wiederholte Erosions- und Aggradationsprozesse auch sekundär die Geometrie der Lagerstättenkörper. Aufgrund solcher mehrfacher Erosionsphasen sind z.B. die miozänen Basalte nur in wenigen reliktschen Vorkommen erhalten. Ton und Braunkohlen führende pliozäne Sedimente sind dagegen als Wiederverfüllungen ausschließlich auf erosive Paläotäler beschränkt.

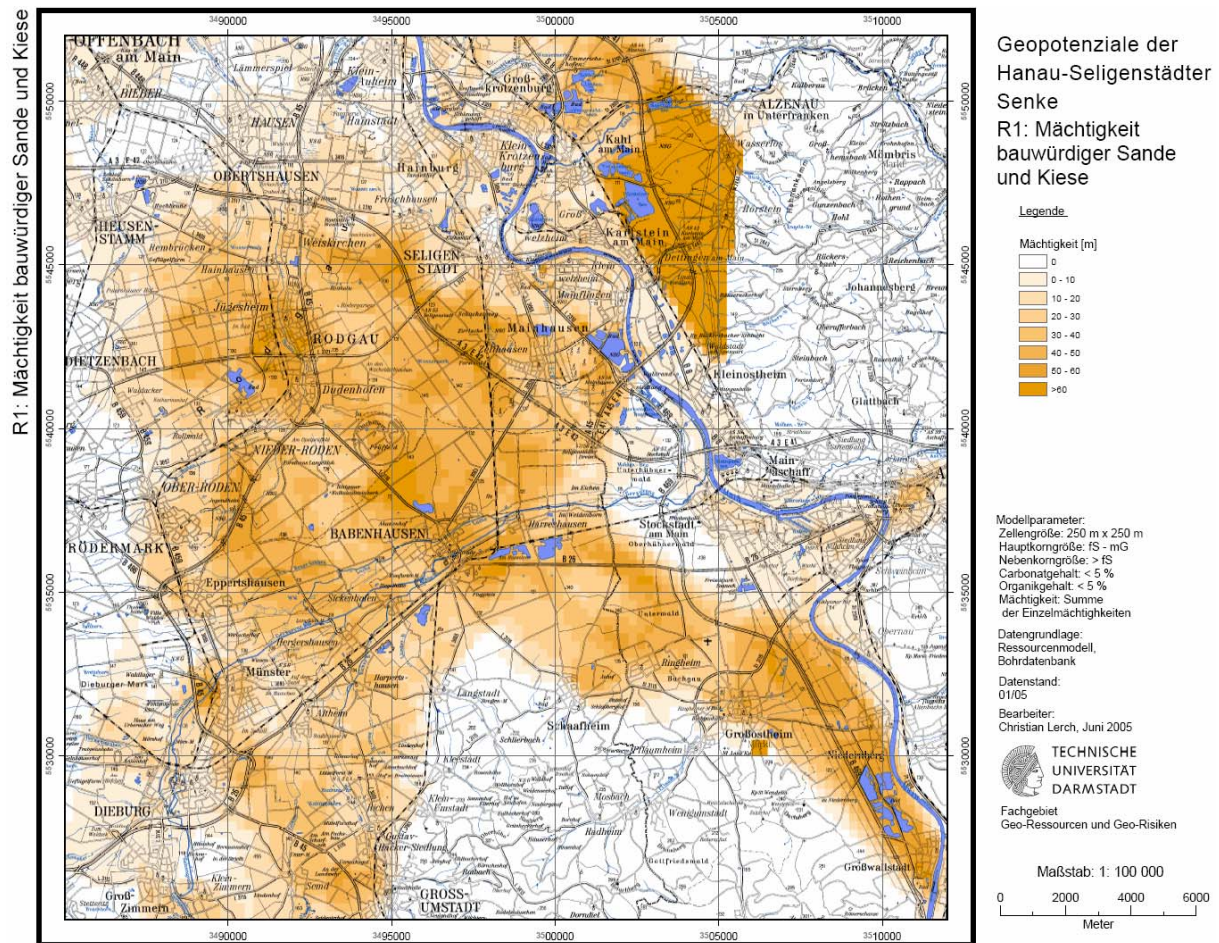


Abb. 51: Mächtigkeit bauwürdiger Sande und Kiese der Hanau-Seligenstädter Senke (Lerch, 2005). Die Karte wurde aus einem Ressourcenmodell abgeleitet, dem das geologische Raumbild dieser Arbeit sowie digitalisierte Schichtprofile von Bohrungen zugrunde liegen. Die nordwest-südost verlaufende A/S-Domäne A des Pliozäns und Unter- bis Mittelpleistozäns zeigt sich deutlich durch hohe Mächtigkeiten bauwürdiger Sande und Kiese. Die A/S-Domäne B im Südwesten zeichnet sich dagegen durch geringe Mächtigkeiten dieser Rohstoffe aus. Die geringen Mächtigkeiten im heutigen Maintal sind die Folge der erosiven Ausräumung des Unter- bis Mittelpleistozäns und des Fehlens sandig-kiesiger Sedimente im Pliozän in diesem Raum (A/S-Domäne C). Die hohen Mächtigkeiten im Nordosten gehen auf eine miozäne, sandig-kiesige Randfazies zurück, die dort das Pleistozän unterlagert, sind jedoch nur von wenigen Daten gestützt.

### Methode zur Abbildung in einem geologischen Raumbild

Aufbauend auf den Ergebnissen der sedimentologischen und strukturgeologischen Untersuchungen wurde die Hanau-Seligenstädter Senke erstmals als gesamtes Becken in einem geologischen Raumbild visualisiert. Dazu wurde innerhalb Earth Decision Sciences Suite/GOCAD ein Prozess entwickelt, der die Abbildung erosiver Grenzflächen auch bei geringer Datendichte unter Berücksichtigung zahlreicher Kriterien optimiert. Die erzeugten geologischen Raumbilder dienen nicht nur der Veranschaulichung der Ergebnisse sondern wurden für die Regionalisierung und Beurteilung von Geo-Ressourcen und Geo-Risiken von

Lerch (2005) und Hoppe et al. (2005) weiterentwickelt und ausgewertet. Dabei wurden neben den stratigraphischen Grenzen des geologischen Raumbilds auch lithologische Primärdaten mit einbezogen. Deshalb können die abgeleiteten Geo-Ressourcen-Karten eingeschränkt für die Überprüfung der sedimentologischen Ergebnisse herangezogen werden. Lerchs Karte der Mächtigkeit bauwürdiger Sande und Kiese (Abb. 51) bildet die A/S-Domänen ab. Eine weitere Anwendung war die Beurteilung der Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung (Lerch, 2005; Hoppe et al., 2006b).



## 8. Ausblick

Im Oligozän und Miozän ist die Lithostratigraphie aufgrund der lateralen Faziesvariabilität insbesondere in den östlichen und südlichen Gebieten der Hanau-Seligenstädter Senke nicht anwendbar. Für die Biostratigraphie wären zeitaufwändige mikrofaunistische und palynologische Analysen an Proben zahlreicher Profile im vertikalen Abstand von höchstens wenigen Metern notwendig, damit sie als alleinige Methode für eine hochauflösende Korrelation hinreicht. Insbesondere in den Randgebieten ist wegen des hohen siliziklastischen Eintrags mit fossilfreien Intervallen zu rechnen. Künftige Forschungen im Hanauer Becken sollten deshalb auf die Etablierung einer Sequenzstratigraphie des Oligozäns und Miozäns und ihre zeitliche Einordnung ausgerichtet sein. Voraussetzung dafür ist die Gewinnung mehrerer tiefer, qualitativ hochwertiger Bohrkerne aus verschiedenen Fazieszonen und deren sedimentologische Auswertung.

Die Untersuchungen haben gezeigt, dass pliozäne Sedimente in der gesamten Hanau-Seligenstädter Senke nicht flächenhaft sondern ausschließlich in Rinnen auftreten, wie es Renftel (1995) und Seidenschwann et al. (1995) bereits für die Umgebung von Hanau und Mühlheim am Main festgestellt haben. Seither abgeteufte Bohrungen zeigen, dass die von Klemm (1894) und Streit & Weinelt (1971) bei Babenhausen aufgrund ihrer schluffig-tonigen Fazies als Pliozän kartierte Einheit, die dort großflächig den Untergrund der pleistozänen fluviatilen Sedimente der Gersprenz und ihrer Nebenflüsse sowie äolischer Sandablagerungen bildet, in Wirklichkeit ein pleistozänes Alter hat. Dies zeigt die Häufigkeit von Lyditgeröllen in den Kiesen an der Basis der Einheit. Analog ist auch das am Rand des Sprendlinger Horsts flächenhaft verbreitete Pliozän nach Klemm (1910, 1913), das auch durch Schwarzmeier et al. (1985) und Hlfb (1989) übernommen wurde, als der von Überflutungssedimenten dominierte höhere Teil des Unter- bis Mittelpleistozän einzustufen, das dort auf die Grabenschulter übergreift. Forschungsbedarf besteht bei der stratigraphischen Stellung der von Streit & Weinelt (1971) als Pliozän in die Karte eingetragenen Sedimente im Stadtgebiet von Aschaffenburg. Während der tiefere Profilabschnitt dieser fluviatilen Sedimente eines Vorläuferflusses der heutigen Aschaff sich sicher in das pliozäne Rinnennetz eingliedert (siehe Abb. 25, Schnitt LL' Anhang D12), könnte der höhere Teil aufgrund seiner Höhenlage auch analog zu den T1-äquivalenten Ablagerungen im Kahlthal bei Alzenau in Unterfranken (Seidenschwann, 1989) mit dem Unter- bis Mittelpleistozän korreliert werden.

Die sedimentäre Architektur der fluviatilen Sedimente der Hanau-Seligenstädter Senke konnte für das Pliozän gut erfasst werden. Für das Pleistozän besteht weiterhin Bedarf an stratigraphisch-sedimentologischer Forschung. Insbesondere in den während des Mittel- und Oberpleistozän von den Nebenflüssen des Mains durchflossenen Gebieten ist eine genauere

Gliederung der pleistozänen Ablagerungen erforderlich mit dem Ziel, die Ausstrichgebiete der T1-Einheit von denen jüngerer fluviatiler Ablagerungen abzugrenzen. Das ist notwendig, um die Architektur der pleistozänen amalgamierten Zyklen zu rekonstruieren. Die Untersuchungen sollten neben einer geologischen Neukartierung biostratigraphische Analysen (v.A. Pollenanalytik) an dicht beprobten Profilen sowie chronostratigraphische Methoden (Lumineszenz, Radiometrie) umfassen.

Schottler (1922) hat großflächig altpleistozäne Ablagerungen des Mains kartiert. Seither abgeteufte Bohrungen zeigen jedoch, dass die T1-Einheit bei Obertshausen eine Verbreitungsgrenze hat (Abb. 25). Nördlich davon stehen bereits in geringer Tiefe miozäne Sedimente an. Im Rahmen künftiger geologischer Kartierungen sollte deshalb überprüft werden, ob die T1-Einheit sich nördlich der genannten Verbreitungsgrenze in geringer Mächtigkeit fortsetzt oder ob die Ablagerungen als jüngere Terrassen des Mains oder äolische Ablagerungen neu einzustufen sind.

Das vorgestellte Störungsnetz basiert auf wenigen Tiefbohrungen. Voraussetzung für eine Verifikation sind die Auswertung zukünftiger Tiefbohrungen und insbesondere neue reflexionsseismische Profile im Rahmen weiterer Forschungsarbeiten.